

В.А. КРАСНОПОЛЬСКИЙ

Фотохимия атмосфер Марса и Венеры





В.А. КРАСНОПОЛЬСКИЙ

ФОТОХИМИЯ АТМОСФЕР МАРСА И ВЕНЕРЫ



МОСКВА «НАУКА»
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
1982

22.654.1

К 78

УДК 523.4

Краснопольский В.А. Фотохимия атмосфер Марса и Венеры. - М.: Наука, Главная редакция физико-математической литературы, 1982. - 296 с.

В книге изложены новые данные о химическом составе атмосфер Марса и Венеры, полученные при полетах космических аппаратов. Дается обзор методов изучения химического состава и сопоставление их возможностей в планетных исследованиях. Обсуждаются вопросы теоретического описания процессов химического взаимодействия атмосферных газов, определяющих состав атмосферы. Изложено современное состояние проблемы, в которую заметный вклад внес автор книги.

Для астрономов, геофизиков, геохимиков - аспирантов и студентов старших курсов, а также для специалистов смежных областей науки.

Табл. 25, илл. 149, библи. 299 назв.

© Издательство "Наука",
Главная редакция
физико-математической
литературы, 1982

К $\frac{1705050000 - 121}{053(02)-82}$ 176-82

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. <u>Химический состав и строение атмосферы Марса</u>	9
1. Двухкись углерода CO_2 и атмосферное давление	9
2. Содержание CO и O_2	14
3. Озон	15
4. Водяной пар	26
5. Состав верхней атмосферы по спектроскопическим данным ..	32
6. Массо-спектрометрические измерения состава атмосферы ...	42
7. Состав ионосферы	45
8. Температурный профиль нижней атмосферы	47
9. Температура верхней атмосферы	51
10. Коэффициент турбулентного перемешивания	54
Глава II. <u>Фотохимия атмосферы Марса</u>	57
1. Ионосфера	57
2. Фотохимия азота	66
3. Диссоциация H_2 и диссипация атомного водорода	73
4. Нетермическая диссипация и изотопный состав кислорода и азота	76
5. Диссоциация CO_2	81
6. Диффузия и диссоциация водяного пара	84
7. Фотохимия нижней атмосферы (средние условия)	90
8. Суточные вариации состава атмосферы на низких широтах ..	102
9. Широтно-сезонные вариации озона	104
10. Сезонные вариации состава атмосферы на широте 65°N ...	111
Глава III. <u>Химический состав и строение атмосферы и облачного слоя Венеры</u>	120
1. Свойства верхней части облачного покрова по данным поляризационных измерений	120
2. Интерпретация спектроскопических наблюдений отраженного излучения	124
3. Спектроскопия отраженного излучения в видимой и инфракрасной области	125
4. Оптические измерения на спускаемых аппаратах "Венера-9 - 12"	131
5. Массо-спектрометрические и газохроматографические измерения в нижней атмосфере	138
6. Физические характеристики облачного слоя	143
7. Ультрафиолетовые спектры отраженного излучения Венеры ..	154

§ 8. Исследование элементного состава облачного слоя методом спектрометрии флуоресценции в области $1 - 20 \text{ \AA}$ ($0,6 - 13 \text{ кэВ}$)	162
§ 9. Сводка данных по химическому составу атмосферы и облачного слоя	168
§ 10. Верхняя атмосфера	173
§ 11. Ионосфера	186
§ 12. Температура, турбулентное перемешивание, динамика атмосферы, молнии	195
Глава <u>IV. Фотохимия атмосферы Венеры</u>	204
§ 1. Дневная ионосфера	204
§ 2. Окись азота, атомный азот и водород	209
§ 3. Источники ионизации ночной атмосферы	216
§ 4. Роль молний в химии атмосферы	220
§ 5. Состав нижней атмосферы и определяющие его процессы	223
§ 6. Фотохимия атмосферы на высотах более 50 км ; основные проблемы и предшествующие результаты, основные химические процессы	233
§ 7. Перенос излучения и вещества в облачном слое	244
§ 8. Граничные условия и методика численного решения	247
§ 9. Результаты расчета состава атмосферы на $50 - 200 \text{ км}$	252
§ 10. Свечение O_2 $1,27 \text{ мкм}$, $\text{O}({}^1\text{D})$ 6300 \AA и скорости фотолиза	271
§ 11. Зависимость результатов расчета от выбора коэффициентов скорости реакций 40, 41, 45 (табл. 25) и основные выводы	276
Литература	282

ВВЕДЕНИЕ

В течение двух последних десятилетий исследования Марса и Венеры занимали важное место в космических программах СССР и США. Структуры этих программ были различными. Советская программа с самого начала шестидесятых годов была нацелена на разработку систем с использованием спускаемых аппаратов. В США разрабатывались космические системы с постепенным усложнением функций: пролетные аппараты для однократных наблюдений планеты с расстояния ~10 тыс. км, искусственные спутники планет, спускаемые аппараты.

Первые удачные эксперименты по исследованию Марса были проведены на американских пролетных аппаратах "Маринер-4" (1965 г.) и "Маринер-6, 7" (1969 г.). В 1971 г. появились первые спутники — советские "Марс-2, 3" и американский "Маринер-9". Тогда же был проведен спуск спускаемого аппарата "Марс-3", который должен был провести комплекс измерений в атмосфере и на поверхности планеты. Хотя спуск прошел нормально, передача информации прекратилась очень скоро, вероятно, в результате воздействия на аппарат чрезвычайно сильных ветров глобальной пылевой бури, разыгравшейся в то время на планете. В 1974 г. был проведен пуск четырех советских аппаратов "Марс-4 — 7", два из которых ("Марс-4 и 7") пролетели мимо планеты, "Марс-5" стал спутником Марса, "Марс-6" осуществил посадку на планету. В 1976 г. Марс был исследован системами "Викинг-1" и "Викинг-2", каждая из которых включала долгоживущий спускаемый аппарат и спутник планеты.

Эксперименты по исследованию Венеры были впервые осуществлены на пролетных аппаратах "Маринер-2" (1962 г.), "Маринер-5" (1967 г.). Одновременно с пролетом "Маринера-5" был проведен удачный спуск в атмосферу Венеры советского аппарата "Венера-4". Затем последовала серия советских спускаемых аппаратов первого поколения "Венера-5 — 8" (1969—1972 гг.). В 1974 г. осуществлен пролет мимо Венеры и Меркурия "Маринера-10". В 1975 г. проведены эксперименты на советских комплексах второго поколения "Венера-9, 10", которые включали спускаемые аппараты и первые искусственные спутники Венеры. В частности, тогда были получены первые панорамы с поверхности планеты. В конце 1978 г. был проведен комплексный эксперимент "Пионер-Венус", который включал четыре спускаемых аппарата с посадкой в различных по

своим условиям точках планеты (высокие и низкие широты, день и ночь), измерения при входе в атмосферу на несущем модуле до 125 км и искусственный спутник с перигентром 150 км. Тогда же были проведены измерения на советских спускаемых аппаратах "Венера-11, 12".

В результате проведенных исследований получен объем сведений о планетах, неизмеримо больший, чем во всю предшествующую эпоху. Основные объекты исследования каждой из планет следующие: твердое тело планеты и его поверхность, нижняя атмосфера, верхняя атмосфера и ионосфера, околопланетное пространство. Поскольку в первую очередь нас интересуют основные, общие характеристики планеты, то в этом отношении космические аппараты создают более благоприятные условия для изучения атмосферы. Например, взятие пробы воздуха технически намного проще, чем пробы грунта, и проба воздуха в любой точке планеты дает достаточно исчерпывающие сведения о составе атмосферы в целом, в то время как одиночная проба грунта дает информацию только о том месте, где она была взята. Возможно, эта точка зрения несколько субъективна, но на Земле мы сталкиваемся с таким многообразием грунтов и поверхностных пород, что по исследованию только одной пробы можно составить лишь самые общие мнения о характеристиках поверхности.

Изучение атмосферы ведется в трех основных направлениях: химический состав атмосферы, ее тепловой режим и динамика. Химический состав атмосферы определяется ее происхождением и эволюцией, процессами газообмена между атмосферой и твердым телом планеты, между атмосферой и космосом, а также физико-химическими процессами в самой атмосфере. Изучение этих процессов является задачей аэронауки, и именно химический состав атмосферы и аэрономические аспекты его исследования на Марсе и Венере являются предметом настоящей книги. Однако атмосфера планеты представляет собой единое целое, и ее химический состав в значительной мере определяет тепловой режим, а тепловой режим — динамику атмосферы. Поэтому в книге дано краткое изложение и этих вопросов. Для каждой из планет приведены сведения о химическом составе атмосфер с описанием методов его измерения и сопоставлением их возможностей. Затем рассматриваются всевозможные превращения различных компонент в результате фотохимических процессов и их перенос из одной области атмосферы в другую. Если удастся получить теоретическое описание этих процессов и их расчет, дающий результаты, согласующиеся с совокупностью экспериментальных сведений, то это свидетельствует о соответствии наших представлений действительности. Такие расчеты оказываются очень полезными при наличии противоречивой экспериментальной информации и могут способствовать выяснению истины. Кроме того, они дают прогноз содержания и вертикального распределения тех компонент, по которым измерения либо отсутствуют, либо имеются в ограниченном интервале высот.

Конечно, другие миры пока еще очень далеки от конкретных работ и нужд человечества. Однако их исследования призваны не только удовлетворить вполне естественную любознательность. Изучение пла-

нет Солнечной системы связано с проблемой ее происхождения и эволюции, которая имеет огромное познавательное и философское значение. Наша область, — фотохимия планетных атмосфер, — имеет и некоторое практическое значение, которое, вероятно, возрастет в будущем.

Технологическое развитие человечества сопровождается загрязнением окружающей среды, в том числе и воздуха. Возможно, в будущем аэрономия должна будет предложить активные методы поддержания чистоты атмосферы и будет относиться к числу наук, имеющих первостепенное практическое значение. Важной задачей является определение степени устойчивости атмосферы к тем или иным воздействиям, которые в определенных условиях могут привести к необратимым изменениям. Например, температура атмосферы определяется количеством паров воды и углекислого газа в ней и площадью облачного покрова, отражающего солнечное излучение. Трудно сказать, насколько невероятным является состояние атмосферы, когда сильно возросшая температура атмосферы будет поддерживаться на высоком уровне за счет увеличения количества водяного пара в атмосфере. Например, для Марса рассматривается второе устойчивое состояние атмосферы, когда все количество твердой углекислоты, содержащееся в северной полярной шапке, переходит в атмосферу, ее температура и давление многократно возрастают, и климат существенно меняется.

Другим примером является довольно тонкий механизм поддержания уровня мирового океана. Он определяется балансом между выделяемой литосферой водой и ее диссоциацией и диссипацией водорода в верхней атмосфере. Последние два процесса весьма чувствительны к температуре стратосферы, и небольшие ее изменения за длительный срок могут привести к большим колебаниям отношения площадей суши и океана.

Большое беспокойство вызывает проблема озонового слоя. Развитие высотной авиации (в особенности сверхзвуковой), использование соединений хлора и фтора в технике и в быту, возросшее применение минеральных удобрений — все это ведет к существенному увеличению концентраций окислов азота, хлора и фтора в стратосфере, где они играют роль долго действующих катализаторов, чрезвычайно ускоряющих процессы гибели озона.

Изучение атмосфер других планет существенно расширяет возможности исследования и сопоставления данных, позволяет использовать разработанный аппарат физики земной атмосферы к другим атмосферам и тем самым выявить все недостатки этого аппарата и преодолеть их.

Математической основой построения фотохимической модели состава атмосферы является система уравнений непрерывности для каждой компоненты атмосферы:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \frac{\partial \Phi_i}{\partial z} = P_i - n_i L_i,$$

где поток

$$\Phi_i = -(K + D_i) \left[\frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{n_i}{T} (1 + \alpha_i) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - n_i \left(\frac{K}{H} + \frac{D_i}{H_i} \right).$$

Здесь n_i — концентрация, T — температура, K — коэффициент турбулентного перемешивания, D_i — коэффициент диффузии, α_i — фактор термодиффузии, H — средняя шкала высот, H_i — шкала высот рассматриваемой компоненты, P_i — продукция i -компоненты в фотохимических реакциях, $n_i L_i$ — гибель компоненты. Уравнение непрерывности имеет простой физический смысл: изменение концентрации компоненты происходит за счет переноса из других областей атмосферы, а также за счет химических процессов.

В стационарных задачах моделирования состава атмосферы производной по времени пренебрегают, и тем самым получается система обыкновенных дифференциальных уравнений. В некоторых случаях, когда фотохимическое время жизни компоненты $\tau_c = L^{-1}$ много мень-

ше времени переноса $\tau_m = \frac{H^2}{K + D}$, можно пренебречь переносом, который

описывается членом $\frac{\partial \Phi}{\partial z}$, и получить систему алгебраических урав-

нений $P_i = n_i L_i$. Это так называемое приближение фотохимического равновесия.

В большинстве случаев решение задач моделирования состава атмосфер требует машинных методов расчета. Их описание выходит за рамки книги.

Решение приведенной системы уравнений стационарной задачи требует введения граничных условий, а в случае нестационарной системы также и начальных условий. Граничные условия задаются в виде потоков и концентраций на нижней и верхней границах. Некоторые распространенные случаи: $\Phi_i = 0$ на верхней границе предполагает

диффузионное распределение компоненты со шкалой высот H_i выше нее, а то же на поверхности планеты означает, что скорость обмена веществом между различными слоями атмосферы значительно выше, чем между атмосферой и поверхностью (химически пассивная поверхность); $n_i = \frac{P_i}{L_i}$ на границе есть условие фотохимического равнове-

сия на ней и является частным случаем задания концентрации.

Автор признателен профессору В. И. Морозу, предложившему идею написания этой книги и взявшему труд ее рецензирования, и В. А. Паршеву, совместные работы с которым были использованы в книге.

ГЛАВА I

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ МАРСА

§ 1. Двуокись углерода CO_2 и атмосферное давление

Двуокись углерода является наиболее обильным продуктом дегазации твердых тел планет земной группы. Она имеет большой набор колебательно-вращательных полос в инфракрасной области, что облегчает ее спектроскопическое обнаружение. На Марсе CO_2 впервые была обнаружена Койпером в 1947 г. по полосам 1,57 и 1,6 мкм. На рис. 1 показан детальный спектр Марса в этой области, полученный в 1965 г. Морозом [1]. Видно, что интенсивности указанных полос в спектре Марса значительно превышают телурические (вызванные поглощением в земной атмосфере) полосы в спектре Солнца.

Количественная интерпретация спектроскопических наблюдений не является простой (см. Мороз [1]). Хотя эта проблема применительно к полосам CO_2 на Марсе сейчас принадлежит истории, однако задачи такого типа возникают и в настоящее время при тех или иных спектроскопических наблюдениях и поэтому представляют интерес. Основная идея этой интерпретации состоит в следующем. Наблюдения позволяют определить у полосы или (при высоком разрешении) у вращательной линии поглощения ее

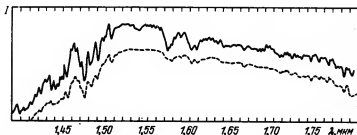


Рис. 1. Спектр Марса в области 1,1 – 1,8 мкм и спектр Солнца (пунктир) (Мороз [1]).

эквивалентную ширину

$$W = \int_0^{\infty} \frac{I_0 - I_{\lambda}}{I_0} d\lambda,$$

где I_{λ} и I_0 — интенсивности в линии и вне ее.

Если поглощение мало даже в центре линии (ненасыщенная линия), то $W = \epsilon N$, где N — число поглощающих молекул на луче зре-

ния, $\epsilon = \int_0^{\infty} \epsilon_{\lambda} d\lambda$ — интегральное сечение поглощения в линии (иногда

называют силой линии). При $\epsilon_{\lambda} N \gg 1$ линия является насыщенной, и зависимость ее эквивалентной ширины от GN (кривая роста) носит различный характер в зависимости от того, какой процесс определяет контур линии. При малых давлениях, менее 100 мбар, уширение линии вызвано изменением длины волны вследствие эффекта Доплера при тепловом движении молекул; тогда доплеровская ширина линии

$$\frac{2\Delta\lambda_D}{\lambda} = 7,2 \cdot 10^{-7} \left(\frac{T}{\mu} \right)^{\frac{1}{2}},$$

где μ — молекулярная масса в атомных единицах.

Контур линии

$$\epsilon_{\lambda} = \frac{\epsilon}{\Delta\lambda_D \sqrt{\pi}} e^{-\left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\Delta\lambda_D}\right)^2}.$$

При достаточно больших давлениях, более 100 мбар, уширение линий вызывается столкновениями. Ширина линии в шкале частот

$$\Delta\nu_c = \frac{1}{2\pi\tau} = \frac{1}{\pi} \frac{p\delta}{\sqrt{kTm}}.$$

Здесь τ — время свободного пробега молекул и δ — сечение столкно-

вений. В шкале длин волн $\Delta\lambda_c = \frac{\lambda^2}{c} \Delta\nu_c$.

Лоренцовский контур линии

$$\epsilon_{\lambda} = \frac{\epsilon \Delta\lambda_c}{\pi [(\lambda - \lambda_0)^2 + \Delta\lambda_c^2]}.$$

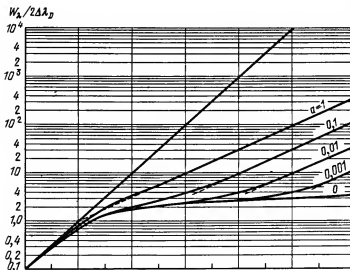


Рис. 2. Кривая роста изолированной линии при различных значениях $\alpha = \Delta\lambda_c / \Delta\lambda_D$ (Мороз [1]). По оси абсцисс отложены значения $\frac{GN}{2\Delta\lambda_D}$; вертикальные линии соответствуют значениям 1, 10, 10^2 , 10^3 , 10^4 .

Если роль обоих эффектов сопоставима, то образуется контур Фойгта

$$\zeta_\lambda = \zeta \Delta\lambda_c \pi^{-\frac{3}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-y^2} dy}{\lambda^2 - (\beta - y)^2},$$

где

$$\beta = \frac{\lambda - \lambda_0}{\Delta\lambda_D} \quad \text{и} \quad \alpha = \frac{\Delta\lambda_c}{\Delta\lambda_D} = \frac{p \delta \lambda}{\pi \sqrt{2} \cdot kT}.$$

Типичный вид кривых роста для различных α показан на рис. 2. При малых значениях GN кривая роста, как и следует ожидать, представляет прямую с наклоном $\text{tg } \alpha = 1$ в логарифмическом масштабе, т.е. пропорциональна первой степени GN . Затем характер зависимости сильно зависит от α . При $\alpha = 0$ (чисто доплеровский контур) из-за резкого экспоненциального спада на крыльях контура увеличение эквивалентной ширины с ростом GN почти не наблюдается. Лоренцовский контур значительно менее крутой, и при $GN \gg 1$ $W = 2\sqrt{GN\Delta\lambda_c}$ (наклон $\text{tg } \alpha = \frac{1}{2}$).

Таким образом, измерив ненасыщенную линию, можно определить N ; если это измерение дополнить измерением насыщенной линии, то можно получить $\Delta\lambda_c$, откуда при известных δ и T найдем давление p .

Проведение измерений в линиях поглощения требует высокой разрешающей способности, которая не всегда может быть достигнута. При измерениях в полосах кривая роста может определяться либо экспериментальным путем, либо путем расчета по той или иной модели полосы. Для полосы, состоящей из равноудаленных на расстояние d линий равной интенсивности с лоренцовским контуром (полоса Эльзассера) среднее поглощение

$$R = 1 - e^{-\tau} = 1 - \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \exp\left(-\frac{\beta x \operatorname{sh} \beta}{\operatorname{ch} \beta - \cos z}\right) dz,$$

где $\beta = \frac{2\pi \Delta \lambda_c}{d}$, $x = \frac{6N}{2\pi \Delta \lambda_c}$.

При $x > 1,25$ и $\beta < 0,3$ формула упрощается:

$$R = \Phi\left(\sqrt{\frac{2\pi 6N \Delta \lambda_c}{d^2}}\right),$$

причем интеграл вероятности

$$\Phi(x) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^x e^{-\frac{t^2}{2}} dt.$$

Для $\beta > 3$, независимо от x , $R = 1 - \exp(-\beta x)$.

Определение содержания CO_2 и атмосферного давления по спектроскопическим наблюдениям. Мы не будем рассматривать всей истории этих измерений и их интерпретации (Мороз [1]) и остановимся только на наиболее важных результатах, полученных до полетов космических аппаратов на Марс.

Каплан, Мюнч и Спинрад [2] получили спектр Марса в ближней

ИК-области с разрешением $\frac{\lambda}{\Delta \lambda} \approx 10^5$. В нем были обнаружены вращательные линии очень слабой полосы 8700 \AA . Сопоставление с лабораторными спектрограммами дало содержание CO_2 на Марсе $(1,5 \pm 0,5) \cdot 10^{23} \text{ см}^{-2}$ при $T = 230 \text{ K}$. Оуэн [3] сравнивал эту полосу в спектре Марса с теллурической полосой в спектре Солнца при больших зенитных расстояниях. Равные интенсивности полос получались при воздушной массе около 30, откуда удалось получить количество CO_2 на Марсе, равное $2 \cdot 10^{23} \text{ см}^{-2}$.

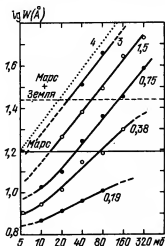
Для определения давления Оуэн и Койпер [4] провели лабораторные измерения эквивалентных ширин полос 1,57 и 1,6 мкм в зави-

симости от давления и содержания CO_2 (рис. 3). Сравнение с наблюдениями с учетом воздушной массы ($M \approx 3$) дало среднее давление для чистого CO_2 4 мбар и для смеси 10% CO_2 + 90% N_2 7 мбар.

Давление у поверхности должно быть вдвое больше, откуда $8 < p < 15$ мбар.

Определение атмосферного давления радиопросвечиванием. При прохождении радиосигнала через среду, коэффициент преломления n которой отличается от единицы, происходит фазовый

Рис. 3. Зависимость эквивалентной ширины полос CO_2 1,57 и 1,6 мкм от давления и количества CO_2 в слое в 10^{23} см^{-2} (см. цифры около кривых). Пунктир — экстраполяция данных измерений для количества CO_2 на Марсе с учетом воздушной массы. Горизонтальные линии — ширина полос CO_2 в спектре Марса без учета и с поправкой на теллурическое поглощение (Оуэн и Койпер [4]).



сдвиг, пропорциональный произведению длины пути на $(n - 1)$. Коэффициент преломления зависит от плотности газа, его состава и отчасти от температуры. Измерения фазового сдвига сигнала от радиопередатчика, установленного на космическом аппарате, во время захода его за лимб планеты позволяют получить зависимость плотности нейтральной атмосферы, ее температуры и давления от высоты при известном составе. В ионосфере аналогичным образом определяется электронная концентрация n_e , поскольку в плазме коэффициент преломления меньше единицы и $(1 - n)$ пропорциональна n_e .

Впервые этот метод был применен на "Маринере-4" (Клиор и др. [5]), затем многократно использовался почти на всех космических аппаратах, направленных к Марсу, и позволил получить среднее давление на Марсе 6 мбар. Из сопоставления со спектроскопическими оценками CO_2 следовало, что атмосфера состоит почти полностью из двуокси углерода. Впоследствии полученные давления были подтверждены прямыми измерениями на "Марсе-6" (Авдеевский и др. [6], Кержанович [7]) и на "Викингх" (Сейф и Керк [8]).

§ 2. Содержание CO и O₂

Окись углерода. В спектре поглощения CO есть колебательно-вращательные полосы (1,0) 4,66 мкм, (2,0) 2,35 мкм и (3,0) 1,58 мкм. Здесь при обозначении полосы указано колебательное возбуждение верхнего v' и нижнего v'' уровней (полоса (v', v'')). Правила отбора для гармонического осциллятора допускают только $\Delta v = 1$; поэтому лишь полоса 4,66 мкм является разрешенной. С учетом ангармоничности разрешены и другие полосы, однако их интенсивность намного меньше.

Значительный прогресс в исследованиях планет Солнечной системы наземными средствами связан с достижениями спектроскопии высокого разрешения в инфракрасной области (до 4 мкм). Прекрасные спектры Венеры, Марса, Юпитера и Сатурна были получены Конном и др. [9]. В спектрах Марса есть линии полос CO (2,0) и (3,0) (Каплан и др. [10]). Линии полосы (3,0) перекрываются значительно более сильными линиями CO₂; наиболее легко определяется эквивалентная ширина линии P₆ ($W = 0,0088 \text{ см}^{-1}$). Аналогичная линия полосы (2,0) значительно сильнее ($W = 0,049 \text{ см}^{-1}$). Используя из-

вестные значения ϵ , можно получить $\frac{[CO]}{[CO_2]} = (8 \pm 3) \cdot 10^{-4}$ и $p = 5,3 \pm 1,5$ мбар.

Кислород. Колебательно-вращательные переходы в двухатомных молекулах, состоящих из одинаковых атомов, запрещены, поскольку при этом невозможно изменение дипольного момента. Поэтому спектроскопическое обнаружение O₂ возможно только по электронным переходам. Единственная разрешенная система полос, связанная с основным состоянием (т.е. наблюдаемая в поглощении), расположена на 1750 – 2000 Å (полосы Шумана – Рунге) и не наблюдается из-за очень сильного теллурического поглощения O₂ и O₃ и поглощения CO₂ в атмосфере Марса. Полосы Герцберга находятся вблизи максимума озонного поглощения. Поэтому измерение поглощения

планетных атмосфер возможно только в атмосферной ($2^1\Sigma_g^- - 2^3\Sigma_g^+$) 7620 Å и ИК-атмосферной ($2^1\Delta_g - 2^3\Sigma_g^+$) 1,27 мкм полосах. Поло-

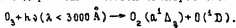
са 7620 Å на два порядка сильнее, хотя и для нее радиативное время равно 12 секундам. Для обнаружения кислорода в планетных атмосферах путем наземных наблюдений в этой полосе необходим поиск слабых (разница в четыре порядка величины для Марса) доплеровских спутников теллурических линий O₂. Эта задача требует высокого

спектрального разрешения прибора ($\lambda/\Delta\lambda \geq 10^5$). Такие наблюдения были проведены Баркером [11] и Карлтоном и Траубом [12]. Обнаруженное количество O_2 составляет $f_{O_2} = \frac{[O_2]}{[CO_2]} = 1,3 \cdot 10^{-3}$.

Масс-спектрометрические измерения на "Викингах" (Оуэн и др. [13]) после их посадки не дали новой информации по CO и O_2 . Оба эти газа возникают в ионном источнике масс-спектрометра из CO_2 ; кроме того, молекулярные массы CO и N_2 одинаковы и одновременное измерение этих газов возможно только при сопоставимом количестве обоих. При определении N_2 были приняты специальные меры для химического поглощения CO . Оценка содержания O_2 составила $(1-4) \cdot 10^{-3}$.

§ 3. Озон

Характеристики озонного слоя являются индикатором фотохимических процессов в атмосфере планеты. Наиболее простым и чрезвычайно чувствительным методом обнаружения озона и измерения его содержания является спектроскопия в континууме Хартли



Сечение поглощения (рис. 4) очень велико и достигает максимума

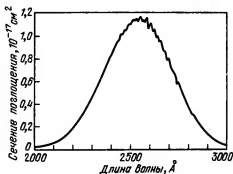


Рис. 4. Поглощение озона в области 2000 - 3000 Å.

$\sim 10^{-17} \text{ см}^2$ при 2550 Å. В правой части реакции указаны возбужденные состояния продуктов фотолиза.

В приближении однократного рассеяния, которое хорошо применимо к атмосфере Марса, коэффициент яркости системы атмосфера - поверхность

$$R = \frac{\pi I}{I_0} = \frac{\tau(\varphi)}{4} \omega \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} [1 - e^{-\tau M}] + A \mu_0 (\mu \mu_0)^{\beta-1} e^{-\tau M}.$$

Первый член равенства описывает рассеяние в атмосфере, которое характеризуется оптической толщиной τ , альbedo однократного рассеяния ω и фазовой функцией $\gamma(\psi)$; μ_0 и μ — косинусы углов паде-

ния и наблюдения, $M = \frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}$ — воздушная масса. Второй член учи-

тывает роль поверхности и определяется значением альbedo A и параметром β .

Рассмотрим случай, когда вклад поверхности мал по сравнению с рассеянием в атмосфере. Этот случай реализуется при наблюдениях в УФ-области на Марсе вне полярных шапок. Введем дополнительное ограничение $\tau < 1$, что справедливо при отсутствии пылевых бурь. Если оптические свойства атмосферы в центре и на краю полосы поглощения меняются в основном за счет возрастания поглощения озоном τ_0 , то, воспользовавшись представлением экспоненты тремя членами, получаем отношения коэффициентов яркости в центре и на

краю полосы, равное $1 - \frac{M\tau_0}{2 - M\tau}$, где τ — оптическая толщина атмосфе-

ры без учета озона. При величине воздушной массы $M \approx 3$ на диске планеты порог чувствительности метода, соответствующий надежно обнаруживаемой депрессии $\sim 10\%$, равен $8 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$ или слою газа толщиной 3 мкм при нормальном давлении и температуре. Определение содержания озона в микрометрах (микронах) широко распространено, и мы будем им пользоваться. Для равномерно перемешанного газа этот порог соответствует относительному содержанию $5 \cdot 10^{-8}$. При наблюдениях на лимбе планеты $M \approx 50$, и порог обнаружения улучшается еще на порядок величины.

На полярных шапках вклад атмосферы мал по сравнению с отражением на поверхности, и отношение коэффициентов яркости в центре и на краю полосы поглощения равно $e^{-M\tau_0} \approx 1 - M\tau_0$, т.е. порог обнаружения здесь вдвое лучше, чем при наблюдениях на диске планеты в области низких и средних широт.

Наблюдения на "Маринерах-7, 9". Озон был впервые обнаружен при наблюдениях кожной полярной шапки с помощью ультрафиолетового спектрометра, установленного на "Маринере-7" (Барт и Хорд [14]). Значительно более полная и детальная информация была получена на спутнике "Маринер-9". Измерения на низких и средних широтах показали монотонное возрастание яркости атмосферы с уменьшением длины волны в области спектра 2500 — 3600 Å. Это возрастание связано с рассеянием излучения атмосферными газами и аэрозолью; следов озона здесь не наблюдалось. Эти спектры было удобно использовать в качестве спектров сравнения вместо солнеч-

ного спектра, что позволяет исключить ошибки в калибровках приборов и разницу в спектральном разрешении для спектров Солнца и Марса.

Данные измерений показывают (Лейн и др. [15], Барт и др. [16]), что озон в количестве более порога обнаружения наблюдается только на полярных шапках и на так называемом полярном прикрытии из дымки и облаков, состоящих из ледяных кристаллов и покрывающих большую часть зимнего полушария на широтах более -45° . Один из спектров, полученных в этой области, приведен на рис. 5. Полярное прикрытие начинает образовываться осенью и исчезает весной. Количество озона в этих областях подвержено значительным сезонным, широтным и локальным вариациям.

На рис. 6 показаны максимальные количества озона, зарегистрированные "Маринером-9" в области широт $50 - 75^{\circ}$ в зависимости от времени года. В этой области озон не обнаружим в течение большей части лета и появляется в его конце на широте 60° . В этот момент полярное прикрытие еще не отмечается телевизионной камерой, хотя в ультрафиолете на $\lambda = 3050 \text{ \AA}$ наблюдается значительное увеличение альбедо. Облачная дымка и более плотные облака становятся заметными на телевизионных изображениях с середины осени, когда максимальные количества озона достигают 30 мкм. Наибольшие значения содержания озона (до 60 мкм) наблюдаются зимой; в этот момент содержание его подвержено сильным локальным вариациям. Весной озона меньше, чем зимой, а полярное прикрытие постепенно исчезает.

Изменения количества озона на полярных шапках, показанные на рис. 7, выглядят аналогично (появление в конце лета, максимум зимой и исчезновение в начале лета). Однако эти изменения носят более регулярный характер и в значительно меньшей мере являются локальными. По-видимому, наибольшие содержания озона были обнаружены не на полярных шапках, а в полярном прикрытии.

Более детальная обработка наблюдений была проведена Уэрбейном и др. [17]; при этом определялось не только полное содержание озона, но и отношение шкал высот озона и рассеивающей атмосферы H_0/H_s . Предполагалось, что атмосфера состоит из консервативно

рассеивающей среды оптической толщины $\tau_{\lambda} = \tau \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^k$ с рэлеевской фазовой функцией и шкалой высот H_s . Поверхность принималась ламбертовской ($\beta = 1$) с альбедо A ; озон был задан оптической толщиной τ_0 на 2550 \AA и шкалой высот H_0 . Спектр определялся пятью параметрами: τ , k , A , τ_0 , H_0/H_s . На наш взгляд, некоторые из этих допущений представляются спорными. Особые возражения можно высказать относительно экспоненциальной зависимости коэффициента рассеяния от высоты. В области полярных шапок и полярного прикрытия

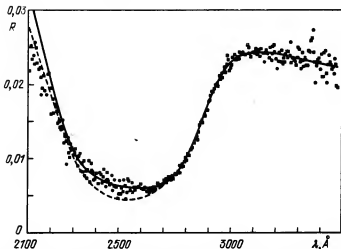


Рис. 5. Один из спектров Марса на приполярных широтах. Штриховой линией показана аппроксимация спектра по модели однородного распределения озона в атмосфере; сплошной линией — модель с использованием шкалы высот озона (Уэробейн и др. [17]).

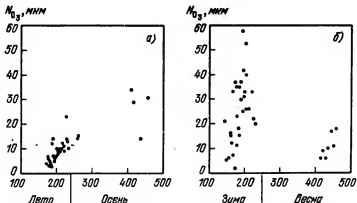


Рис. 6. Максимальные количества озона, измеренные в области широт $50 - 75^\circ$ на юге (а) и на севере (б). По оси абсцисс отложены номера орбит "Маринера-9" (Барт и др. [16]).

тия важную роль играет образование аэрозоля при конденсации воды; эта аэрозоль не должна быть однородно перемешана в атмосфере и образует слой на той или иной высоте. Тогда принятое допущение предполагает образование озонового слоя в месте появления аэрозольного, что не всегда может иметь место. Однако такой подход

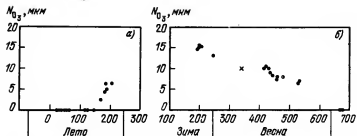


Рис. 7. Озон на полярных шапках (см. рис. 6).

является, по-видимому, наилучшим при отсутствии данных о высотном распределении аэрозоля. Он позволил несколько улучшить соответствие расчетных спектров измеренным в сравнении с допущением об однородно перемешанной атмосфере (см. рис. 5).

Этим методом было обработано 103 спектра, полученных за несколько дней до весеннего равноденствия в северном полушарии планеты. Сравнение спектров, измеренных на широтах выше 61° , показало примерно равные $N_{O_3}/N_2 \approx 0,6$ для полярных районов севера и юга. Сопоставление характеристик озонового слоя и данных по тепловому режиму атмосферы вдоль орбиты 202 "Маринера-9" показано на рис. 8. В конце зимы наблюдается сильная температурная инверсия на средних широтах, когда температура атмосферы имеет максимум на высоте 10–20 км и уменьшается к поверхности, и озон должен быть в большей мере сосредоточен у холодной поверхности, где воздух суше, чем в вышележащих теплых слоях. На широтах более 55° температурный максимум сменяется минимумом, и шкала высот озона растет. На высоких широтах температура настолько низка, что, как считают Уэрбейн и др. [17], количество озона определяется водородом, а не парами воды, и перестает зависеть от температурного профиля. Малая шкала высот озона на средних широтах связана с тем, что активный водород (см. гл. II, § 7) не равномерно перемешан в атмосфере и его относительное содержание растет с высотой вместе с температурой; следовательно, время перемешивания сравнимо или больше фотохимического времени активного водорода (около 3 дней на средних широтах).

Сравнение данных по озону для двух орбит показывает, что распределение озона не является простой функцией широты или температуры поверхности и зависит от сложной совокупности атмосферных условий.

Измерения на спутнике "Марс-5". Целью этого эксперимента (Краснопольский и др. [18]) было получение данных о количестве и вертикальном профиле озона на низких широтах путем измерений на лимбе планеты у центра и на краю поглощения озона (2600 и 2800 \AA). Как отмечалось выше, возможности обнаружения при

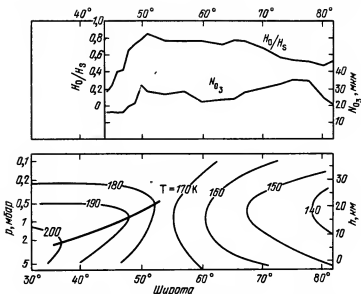


Рис. 8. Содержание и отношение шкал высот N_0/H_s озона вдоль орбиты 202 и температурная структура атмосферы по данным одновременных измерений ИК-спектрометром. Толстая линия указывает высоту инверсионного слоя (Уэрбейн и др. [171]).

измерениях на лимбе планеты улучшаются более чем на порядок величины, и эта задача представлялась не безнадежной.

Полученные профили яркости в двух длинах волн показаны на рис. 9. Их обработка проводилась в предположении, что минимум отношения $R_{2600\text{Å}}/R_{2800\text{Å}}$ вызван озонным поглощением в слое, расположенном

вблизи этого минимума. Монотонно возрастающие с уменьшением высоты концентрации озона должны были бы давать очень большое поглощение на малых высотах, которое невозможно компенсировать увеличением рассеяния в атмосфере. Далее, очень малая шкала высот при $h > 40$ км дает температуру 90 K, если считать, что рассеяние здесь вызвано газом. Так как она ниже температуры конденсации CO_2 , такую возможность следует исключить; следовательно, на высотах $h \gtrsim 40$ преобладает аэрозольное рассеяние.

Равенство коэффициентов яркости на 2600 и 2800 Å при $h \gtrsim 40$ км предполагает одинаковость свойств аэрозоля на этих длинах волн; равенство при $h \lesssim 20$ км, где должно сказываться озонное поглощение, говорит о том, что здесь альбеда однократного рассеяния на 2600 Å выше, чем на 2800 Å. Узкая зона поглощения указывает на резкое изменение свойств аэрозоля на 20–30 км.

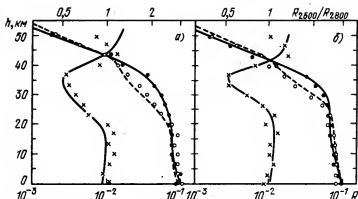


Рис. 9. Фотометрические разрезы атмосферы на лимбе Марса для двух сеансов наблюдений на Марсе-5: а) измерения 25.11.1974 г. и б) измерения 27.11.1974 г. Точки - $R_{2800\text{Å}}$, светлые кружки - $R_{2500\text{Å}}$, крестики - $R_{2500\text{Å}}/R_{2800\text{Å}}$, линии - результаты расчетов (Краснопольский и др. [18]).

Расчет дает удовлетворительное соответствие наблюдениям только при наличии двух слоев аэрозоля разной природы (рис. 10, табл. 1). Измерения проводились на широте 15°S в момент $9^{\text{h}}30^{\text{m}}$ местного времени.

Измерения на вечернем терминаторе также позволяют определить структуру атмосферы. На рис. 11 показаны зависимости коэффициента

яркости R от высоты тени $h = \frac{R\beta^2}{2}$ (R - радиус планеты, β - угол

захода Солнца). Задача нахождения характеристик атмосферы по измерениям на терминаторе значительно менее определена, чем для лимба планеты. Оказалось, что свойства атмосферы на терминаторе и на лимбе сильно различны. Модификация оптической модели атмосферы на рис. 10, которая позволила согласовать расчет с наблюдениями, сводилась к следующему: при прежней геометрической структуре слоев вводилась вариация высоты верхнего аэрозольного слоя и плотности всех слоев. Оказалось, что на вечернем терми-

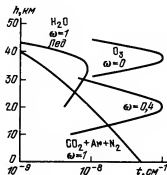


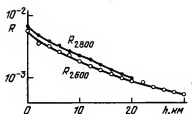
Рис. 10. Оптическая модель атмосферы Марса в утренние часы на низких широтах для $\lambda = 2600\text{Å}$; t - коэффициент ослабления (Краснопольский и др. [18]).

Таблица 1

Параметры оптической модели атмосферы Марса (Краснопольский и др. [18])

Параметр	9 ^h 30 ^m 25. II. 1974 местн. вре- мени	9 ^h 30 ^m 27. II. 1974 местн. вре- мени	Среднее	18 ^h местн. времени
Озонный слой				
$[O_3]_{\max}, \text{см}^{-3}$	10^{10}	10^{10}	$(10 \pm 1,5) \cdot 10^9$	$(3 \pm 1,5) \cdot 10^9$
$h_0, \text{км}$	37	39	35 - 40	
$l, \text{км}$	8	7	$7,5 \pm 2$	
Верхний аэрозольный слой				
$A, \text{см}^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-8}$	$(1,3 \pm 0,2) \cdot 10^{-8}$	$(1,3 \pm 0,3) \cdot 10^{-9}$
$h_0, \text{км}$	37	39	35 - 40	50 - 70
N_1	2,5	2,2	$2,3 \pm 0,2$	
N_2	15	15	15 ± 5	
Нижний аэрозольный слой				
$A, \text{см}^{-1}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$(2^{+2}_{-1}) \cdot 10^{-7}$	
$h_0, \text{км}$	18	25	22 ± 4	
$l, \text{км}$	10	10	10 ± 3	
ω_{2800}	0,25	0,25	$0,25 \pm 0,05$	
ω_{2600}	0,4	0,4	$0,4^{+0,2}_{-0,1}$	
Примечание. $[O_3]_{\max}$ - концентрация озона в максимуме слоя, h_0 - высота максимума, l - толщина слоя, A - коэффициент ослабления аэрозоля в максимуме слоя, N_1 и N_2 - крутизна верхней и нижней ветвей верхнего аэрозольного слоя, ω_{2800} и ω_{2600} - альbedo однократного рассеяния пыли на соответствующей длине волны.				

Рис. 11. Результаты измерений (кружки) и расчеты (линии) на терминаторе (Краснопольский и др. [18]).

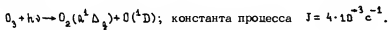


наторе втрое меньше озона, чем на утреннем лимбе, верхний аэрозольный слой на порядок величины менее плотный и расположен на высотах 50–70 км вместо 35–40 км (см. табл. 1).

Таким образом, озонный слой расположен на низких широтах на высоте 35–40 км. Вечерние концентрации озона в максимуме равны $(3 \pm 1,5) \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$. Они должны быть ближе к равновесным дневным значениям. Утренние концентрации в 3 раза выше. Наблюдения не исключают сопоставимых количеств озона в нижней тропосфере, которые могли остаться незамеченными из-за значительной оптической толщины атмосферы на лимбе планеты. Измеренные концентрации озона согласуются с верхним пределом $8 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$, полученным на "Маринерах" для низких широт.

Свечение O_2 1,27 мкм. Спектроскопические измерения Марса в ближней инфракрасной области с высоким разрежением (Ноксон и др. [19], Трауб и др. [20]) позволили обнаружить эмиссионные вращательные линии полосы $O_2 (\lambda^4 \Delta_g - x^3 \Sigma_g^+)$, имеющие доплеровский сдвиг относительно теллурических линий поглощения той же полосы (рис. 12). Измерения были выполнены Конном на пятиметровом телескопе Маунт-Паломар в 1973 и 1975 годах; данные 1975 г. относятся к северной, южной ($\varphi > 45^\circ$) и экваториальной ($\pm 20^\circ$) зонам Марса. Во время измерений 1975 г. в северном полушарии планеты была зима.

Возбуждение свечения полосы 1,27 мкм происходит при фотолизе озона



Объемная светимость

$$i = \frac{J[O_3]}{1 + \tau k [CO_2]},$$

где $\tau = 1$ час — радиативное время, k — константа гашения CO_2 . Если

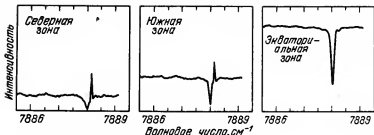


Рис. 12. Части спектров возле одной из линий полосы 1,27 мкм. Спектр содержит континуум отраженного поверхностью Марса излучения, широкую теллурическую линию поглощения и узкую эмиссионную марсианскую линию, имеющую доплеровский сдвиг относительно линии поглощения (Трауб и др. [20]).

химическая формула вещества приведена в квадратных скобках, то это означает его концентрацию, выраженную числом молекул в см³.

Обработка спектрограмм имела целью получение интенсивности свечения и вращательной температуры. В каждом спектре, перекрывавшем всю полосу 1,27 мкм, были измерены эквивалентные ширины около 30 линий, которые составляли около 0,05 – 0,1 Å. Эти ширины, разделенные на силы линий и отложенные на рис. 13 в полулогарифмическом масштабе относительно энергии верхнего вращательного состояния, дают прямую, наклон которой определяет вращательную температуру. Большое время жизни $O_2(^1\Delta_g)$ указывает на

то, что эта температура должна быть очень близка к истинной, усредненной по высотному профилю свечения. Интенсивность полосы определялась суммированием 39 наиболее сильных линий и введением поправки на трудноизмеримые слабые линии. Полученная таким образом эквивалентная ширина полосы переводилась в абсолютную интенсивность умножением на известную интенсивность континуума отраженного поверхностью Марса излучения. Результаты приведены в табл. 2.

Обычно интенсивность свечения атмосферы выражают в рэлях, килорэлях, мегарэлях. Один рэлей соответствует излучению 10^6 квантов с 1 см² в секунду во все стороны (4π стерадиан).

Оценка содержания озона на основе этих измерений затруднена большим разбросом данных по коэффициенту гашения ($1,5 \cdot 10^{-20}$ – $4 \cdot 10^{-18}$ см³/с; Ноксон и др. [19]). Путем сравнения результа-

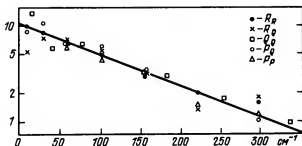


Рис. 13. Зависимость относительной населенности верхних вращательных уровней полосы 1,27 мкм от их энергии. Населенность уровня пропорциональна отношению интенсивности соответствующей линии к ее силе; энергия уровней выражена в см^{-1} . Разные символы использованы для различных ветвей полосы; их расшифровка дана справа на рисунке. Наклон прямой дает вращательную температуру $T = 200 \text{ K}$ (Ноксон и др. [19]).

тов измерений свечения 1,27 мкм и данных модели глобального распределения озона, рассчитанной Конгом и Мак-Элроем [21] (см. ниже), Трауб и др. [20] получали $k = 3 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3/\text{с}$. Некоторое отклонение в сторону больших k для северного полушария они объясняют тем, что модель [21] соответствует максимальным количествам

Таблица 2

Интенсивность свечения полосы 1,27 мкм
и вращательная температура для трех широтных интервалов на Марсе (Трауб и др. [20])

Область	Эквивалентная ширина, \AA	Континуум $\text{MR}/\text{\AA}$	Интенсивность свечения, MR	Вращательная температура, K	Температура по [21], K
Северная	$2,42 \pm 0,48$	10,9	26 ± 5	152 ± 8	147
Южная	$1,5 \pm 0,19$	10,6	11 ± 2	179 ± 10	170
Экваториальная	$0,21 \pm 0,06$	12,9	3 ± 1	211 ± 21	195

озона, полученным на "Маринере-9", в то время как свечение полосы 1,27 мкм отражает средние величины. Мы можем предложить и другое объяснение: из-за большого содержания озона в северном полушарии атмосфера не может считаться оптически тонкой, и скорость диссоциации O_3 и образование $O_2(^1\Delta_g)$ становится меньше $4 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Расчет для профиля озона на вечернем терминаторе (Краснопольский и др. [18]) дает зенитную интенсивность $5 \pm 2,5 \text{ MR}$ при $k = 3 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3/\text{с}$. Таким образом, измерения на "Марсе-5" в пределах ошибок согласуются с измерениями свечения 1,27 мкм.

§ 4. Водяной пар

Наземные измерения. После длительных поисков водяной пар был обнаружен в атмосфере Марса по очень слабым доплеровским спутникам теллурических линий поглощения H_2O в полосе 8200 Å (Каплан и др. [21]). Для этого потребовался спектр с разрешением $\sim 10^5$, которое легче достигается при фотографической регистрации.

Полоса 8200 Å не принадлежит к числу самых сильных, но это и не связано с ухудшением возможности наземных измерений, при которых с возрастанием интенсивности полосы увеличивается влияние теллурического поглощения.

С тех пор водяной пар не раз был объектом наземных измерений. Одна из последних работ в этой области выполнена Баркером [22]. Прибор использовал дифракционную решетку типа "эшелле" и имел разрешение 0,03 Å в полосе 8200 Å ($\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = 2,7 \cdot 10^5$). Рас-

полагая шель прибора параллельно утреннему или вечернему терминатору либо экватору в разное время года на Марсе, Баркер получил данные о суточных, широтных и сезонных вариациях содержания паров H_2O (оно обычно выражается в микронах осажденной воды; 1 мкм равен $3,3 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-2}$ молекул H_2O). В качестве примера на рис. 14 показана зависимость содержания паров H_2O от времени суток, полученная для осени ($170^\circ < L_s < 269^\circ$) и для конца зимы ($332^\circ < L_s < 5^\circ$). Здесь L_s — ареоцентрическая долгота Солнца, равная 0° и 180° в моменты весеннего и осеннего равноденствий. Значение L_s определяет сезон на Марсе и заменяет число и месяц, используемые в земных условиях. Среди других данных, полученных путем наземной спектроскопии, можно отметить вращательную температуру H_2O , которая равна 225 К (Талл [23]) и заметно превышает среднюю температуру атмосферы 204 К (Янг [24]). Это

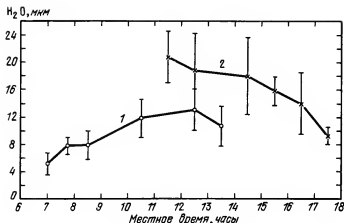


Рис. 14. Суточная зависимость содержания H_2O по данным наземной спектроскопии (Баркер [22]). Кривые получены при перемещении щели прибора параллельно линии терминатора на диске Марса. Размер щели $1 \times 0,2 R^2$, где R – радиус планеты. Кривая 1 – для осени, 2 – для конца зимы на Марсе.

указывает на избыточное содержание паров воды в нижних, наиболее теплых слоях атмосферы.

Наряду с озоном водяной пар является очень изменчивой компонентой атмосферы. Однако если для озона причины изменений кроются в фотохимии, то для водяных паров основной причиной является очень сильная зависимость плотности насыщенного пара H_2O от температуры. При изменениях температуры от 145 до 270 К, наблюдаемых на Марсе, плотность насыщенного пара изменяется в 10^8 раз (рис. 15). К настоящему времени не были обнаружены области на Марсе, в которых содержание H_2O существенно превышало бы 100 мкм. Спектроскопический порог обнаружения H_2O при наблюдении

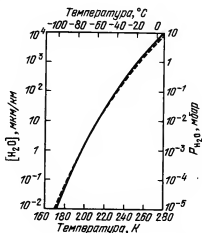


Рис. 15. Зависимость концентрации насыщенного пара H_2O и его давления P от температуры.

ниях со спутника Марса составляет около 1 мкм. Таким образом, наблюдаемые количества H_2O соответствуют насыщенному пару при температурах $190 \div 220 \text{ K}$.

Измерения со спутников Марса. Водяной пар был объектом измерений со всех искусственных спутников Марса. При наблюдениях со спутников исчезают помехи от теллурических полос поглощения и открываются возможности гораздо более детального исследования пространственного распределения H_2O и его вариаций.

Выбор полосы поглощения Мороз [25] определил следующими условиями: полоса должна быть сильной, не налагаться на полосы CO_2 , находиться в области спектра $\lambda < 3 \text{ мкм}$, где доминирует отраженное излучение планеты, допускающее простую интерпретацию измерений, а не тепловое излучение системы атмосфера — поверхность, при котором интерпретация требует знания температурного профиля атмосферы. Этим условиям лучше всего отвечает полоса 1,38 мкм, и она была выбрана для наблюдений на "Марсах-3, 5" (Мороз и Наджип [26, 27]) и на "Викингах-1, 2" (Фармер и др. [28]).

Мороз и Наджип [26, 27] использовали прибор с интерференционно-поляризационным светофильтром, в котором модуляция отсутствовала при равномерном спектральном распределении в пределах пропускания светофильтра (50 \AA) и была максимальна при наличии поглощения в равноотстоящих друг от друга интервалах, расстояние между которыми определяется толщиной двупреломляющей пластины и равнялось расстоянию между вращательными линиями H_2O . Таким образом, определялся суммарный эффект поглощения в трех наиболее сильных линиях H_2O .

В тех же линиях проводились измерения на "Викингах". Прибор представлял собой дифракционный спектрометр; в местах расположения трех линий и в двух промежутках между ними располагались пять фотосопротивлений PbS . Система сканирования позволяла проводить измерения в полосе 45 км вдоль трассы спутника, с пространственным разрешением в 3 км.

На "Маринере-9" (Хэнел и др. [29], Конрат и др. [30]) для этой цели использовался инфракрасный фурье-спектрометр на область спектра 5 — 50 мкм. По спектру полосы CO_2 15 мкм определялось вертикальное распределение температуры, с помощью которого проводилась интерпретация измерений в полосе H_2O 25 — 50 мкм.

Наиболее детальные измерения были проведены на "Викингах", и здесь изложены их основные результаты.

Результаты измерений на "Викингах". Для получения количественных данных по содержанию воды были рассчитаны кривые роста линий, т.е. зависимость поглощения от содержания H_2O ,

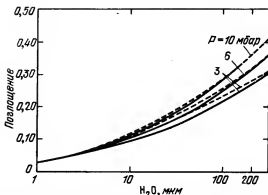


Рис. 16. Зависимость поглощения в центре линии $7232,2 \text{ см}^{-1}$ от количества H_2O для трех величин атмосферного давления и температуры 200 К (сплошные линии) и 250 К (штриховые линии); (Фармер и др. [28]).

давления и температуры. Результаты для одной из линий показаны на рис. 16.

На рис. 17,а показаны сезонно-широтные вариации содержания водяного пара. Наблюдения проводились во время лета в северном полушарии. Для выявления вариаций усреднялись результаты измерений, полученные во временных интервалах, соответствующих изменениям ареоцентрической долготы $\Delta L_s = 15^\circ$. Наибольшие количества H_2O наблюдаются в приполярных районах летом вскоре после солнцестояния. По мере приближения к осени максимум смещается к экватору, уменьшаясь по величине. Можно ожидать, что распределение станет симметричным относительно экватора через $\Delta L_s = 10 - 15^\circ$ после равноденствия. Семейство кривых рис. 17,а легко можно преобразовать в кривые рис. 17,б, которые показывают количество воды для разных L_s на каждой параллели с учетом ее длины. При этом оказывается, что полное количество водяного пара в атмосфере Марса, равное площади, отделяемой каждой из кривых рис. 17,б, не зависит от L_s и равняется $1,3 \text{ км}^3$

льда. Это означает, что процессы испарения и конденсации воды в среднем по планете уравновешены по крайней мере в течение лета.

Характер локальных изменений в некоторой степени определяется рельефом. Интересно, однако, что постепенные изменения высоты поверхности и соответственно атмосферного давления не связаны с из-

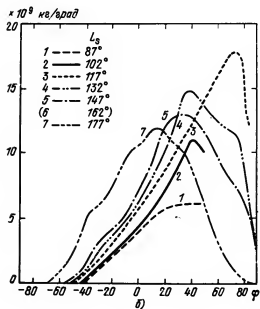
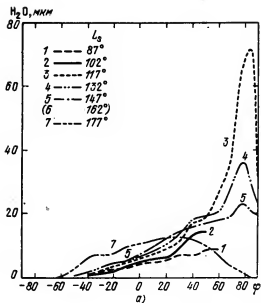


Рис. 17. а — зависимость содержания водяного пара от широты φ для разных сезонов; б — полное количество водяного пара, приведенное к одному градусу широты (Фармер и др. [281]).

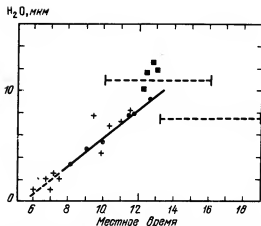


Рис. 18. Суточные вариации водяного пара в области с координатами 10°N , 83°W . Различными символами показаны данные, полученные на разных орбитах спутника (Фармер и др. [28]).

менениями содержания H_2O ; при резких изменениях, например, в случае гор и вулканов, количество H_2O уменьшается.

Данные по суточным вариациям (рис. 18) были получены для области с координатами 10°N , 83°W . Они показывают примерно линейное возрастание влажности от величины ~ 1 мкм на восходе до ~ 10 мкм в полдень, после чего содержание слабо меняется вплоть до захода. Для других областей, расположенных севернее и содержащих больше H_2O , суточные изменения оказались значительно меньшими. В связи с этим Фармер и др. [28] считают, что данные измерений на восходе и на заходе могут быть сильно заниженными из-за возможного появления конденсационных слоев из льда H_2O . Эти слои располагаются выше основной массы водяного пара, имеют большую толщину при μ и $\mu_0 \sim 0,1$ (косинусы углов падения и отражения) и экранируют таким образом основную часть H_2O . По-видимому, этот эффект может приводить к завышенным суточным изменениям H_2O и при наземных наблюдениях.

Измерения, выполненные в области северной полярной шапки, показали, что наибольшие количества H_2O (до 100 мкм) наблюдаются вскоре после летнего солнцестояния. Сопоставление измерений температуры поверхности и содержания воды показывает, что количество H_2O здесь близко к условиям насыщения. Остаток полярной шапки летом состоит, таким образом, из льда H_2O . Наблюдается антикорреляция альбедо отдельных районов полярной шапки в видимой об-

ласти и содержания H_2O в атмосфере над ними. Чем грязнее лед полярной шапки, тем меньше альbedo и тем теплее и богаче водяным паром окружающая атмосфера. Расчет и наблюдения согласуются при среднем альbedo льда 0,34 и коэффициенте тепловой инерции поверхности, соответствующем льду. Полное количество H_2O в атмосфере над полярными шапками определяется в заметной мере предшествующими пылевыми бурями, от которых зависит альbedo в данный момент времени.

Максимальное количество водяного пара летом у южной полярной шапки оказалось 10-20 мкм, что возможно лишь в случае, если остаточная шапка не содержит льда H_2O .

§ 5. Состав верхней атмосферы по спектроскопическим данным

На аппаратах "Маринер-6, 7, 9" были проведены детальные исследования спектров дневного свечения верхней атмосферы (рис. 19) в области 1100 - 4000 Å (Барт и др. [31, 32], Стюарт и др. [33]). Эти измерения дали важную информацию о составе и структуре верхней атмосферы. Свечение водорода 1216 Å и атомного кислорода 1304 Å измерено также со спутников "Марс-3, 5" (Курт и др. [34, 35], Берто и др. [36]).

Углекислый газ. Анализ механизмов возбуждения наблюдавшихся эмиссий показал, что они почти полностью вызваны фотодиссоциацией, фотоионизацией и фотоэлектронным ударом молекулы CO_2 [31]. Отсюда следует, что CO_2 является преобладающей компонентой не только нижней, но и верхней атмосферы до высот ~250 км, где были получены спектры рис. 19.

Профиль концентраций CO_2 был получен Краснопольским [37] по результатам измерений полос CO_2^+ на "Маринерах-6, 7". Колебательное распределение полос различно для двух основных механизмов возбуждения - фотоионизации CO_2 и флуоресценции CO_2^+ . Это позволяет разделить вклад обоих процессов и получить концентрации обеих компонент. Аналогично можно вычислить профиль $[CO_2]$ по электронным концентрациям n_e , измеренным путем радиопросвечивания (Фелдбо и др. [38]). Здесь скорость фотоионизации определяется еще проще ($q = \alpha n_e^2$); расчетные концентрации CO_2 , полученные обоими методами, хорошо согласуются (рис. 20).

Атомный кислород. Количества атомного кислорода могут быть рассчитаны по данным измерений свечения $O I$ 1304 Å и по концентрациям CO_2^+ . Интерпретация данных "Маринеров" по свечению

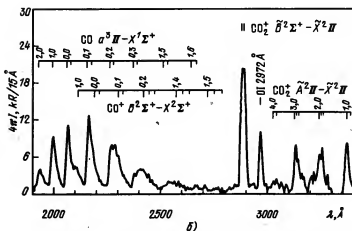
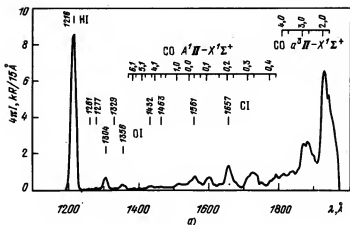


Рис. 19. Спектр дневного свечения атмосферы Марса в области 1100 – 2000 Å (а) и 1900 – 3400 Å (б) (усреднение 120 наблюдений "Маринера-9" на лямбе) (Барт и др. [321]). Указано положение атомных линий Н, О, С, двух систем полос CO, двух систем полос CO₂⁺ и системы полос CO⁺. По оси ординат отложена интенсивность в килореляях, отнесенная к полосе пропускания прибора 15 Å.

1304 Å была выполнена Стриклендом и др. [39, 40]. Среди множества процессов возбуждения свечения 1304 Å только резонансное рассеяние солнечного излучения на атомном кислороде существенно на высотах более 250 км. В расчете берется модель атмосферы на 100 – 700 км, определяемая двумя параметрами: температура

турой T_{∞} и относительной концентрацией атомного кислорода $i_0 = [O]/[CO_2]$ в ионосферном максимуме на 135 км. Поглощением света молекулами CO_2 пренебрегают, но зато нижняя граница на 100 км, где $\tau_{CO_2} \approx 1$, принята черной. Далее для выбранных параметров модели атмосферы ведется расчет переноса излучения в оптически толстой плоскопараллельной атмосфере и определяется объемная светимость $i(h)$.

Путем интегрирования с учетом сферичности и поглощения излучения на оптической оси при визировании лямба рассчитывается интенсивность свечения на лямбе. Полученный профиль

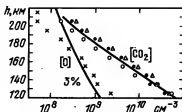


Рис. 20. Зависимость концентраций CO_2 и O от высоты (Краснопольский [37]). Концентрации CO_2 получены по свечению полос CO_2^+ (точки и треугольнички) и по профилю электронной концентрации (кружочки). Концентрации атомного кислорода (крестики) получены по свечению полос CO_2^+ . Линии — средние зависимости $[CO_2]$ и $[O]$ от высоты; для $[O]$ она соответствует относительному содержанию 3% на 135 км.

свечения умножается на третий параметр — нормировочный коэффициент ζ , который учитывал ошибки калибровки приборов, измерявших свечение Марса и солнечный спектр. Соответствие решения измеренному профилю (рис. 21) оценивалось методом наименьших квадратов (рис. 22). При $T_{\infty} = 300$ К, что соответствовало данным измерений на "Маринере-9", получалось $i_0 \approx 1\%$, $\zeta \approx 4$. Такой анализ показал наличие больших локальных вариаций i_0 в интервале 0,1 — 10%.

Со спутника "Марс-3" (Курт и др. [35]) проводились фильтровые измерения с помощью счетчика фотонов с окном из LiF (область чувствительности 1050 — 1340 Å). При введении окна CaF_2 область чувствительности составляла 1225 — 1340 Å, при закрытом окне измерялся фон космического излучения. Принималось, что

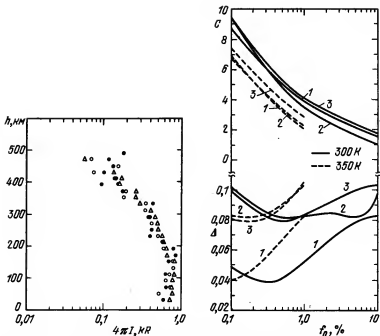


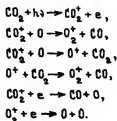
Рис. 21. Измерения на лимбе свечения 1304 \AA . Различными символами обозначены данные, полученные на различных витках "Маринера-9" (Стрикленд и др. [40]).

Рис. 22. Среднеквадратичные отклонения Δ наблюдений (рис. 21) от расчетной модели в зависимости от принятого содержания атомного кислорода в ионосферном пике. Показана также величина параметра ζ , обеспечивающая лучшее согласие с наблюдениями при выбранном значении f_0 . Номера кривых соответствуют символам на рис. 21: 1 – светлые кружки, 2 – темные кружки, 3 – треугольники. Минимум Δ для каждой кривой соответствует наиболее вероятному значению f_0 .

в области чувствительности прибора присутствуют только эмиссии 1216 и 1304 \AA . Из-за большого поля зрения прибора расчет ставил целью воспроизведение наблюдений свечения 1304 \AA на диске планеты около лимба. С учетом возможных ошибок расчета и наблюдений $f_0 = (1,5 - 6)\%$ на 135 км , т.е. превышает средние оценки Стрикленда и др. [40].

Получение содержания атомного кислорода по измерениям CO_2^+ связано с тем, что концентрация CO_2^+ определяется следующими

процессами:



Тогда

$$[\text{O}] = \frac{\alpha_{\text{O}_2^+} n_e}{k} \left(\frac{n_e}{[\text{CO}_2^+]} - 1 \right),$$

где $\alpha_{\text{O}_2^+} = 2,2 \cdot 10^{-7} \left(\frac{300}{T_e} \right) \text{ см}^3/\text{с}$ — коэффициент диссоциативной рекомбинации O_2^+ и $k = 2,6 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$ — суммарный коэффициент реакций CO_2^+ и O . Полученные таким образом концентрации атомного кислорода дают $f_0 \approx 3\%$ на 135 км (см. рис. 20). Аналогичная оценка Стюарта составляла $f_0 = 2\%$.

Таким образом, средняя величина относительного содержания атомного кислорода в ионосферном максимуме $(2 \pm 1)\%$. Локальные вариации этой величины существенно больше.

Окись углерода. Сравнение спектров свечения четвертой положительной системы полос $\text{CO } A'\Pi - X'\Sigma^+$ (см. рис. 19) в атмосфере Марса с лабораторными спектрограммами показывает, что относительная интенсивность полос $v'' = 0$ в атмосферных спектрах значительно ниже, чем в лабораторных. Это вызвано самопоглощением полос атмосферной окисью углерода и может быть использовано для расчета ее содержания. Величина самопоглощения полосы $(1,0)$

1510 \AA составляла 60% (пропускание 40%) на высоте $h = 150 \text{ км}$. Она зависит от того, насколько совпадает вращательное распределение линий в "горячей" полосе испускания и в "холодной" полосе поглощения. Выполненный Томасом [41] расчет для двух моделей полосы дал $f_{\text{CO}} = [\text{CO}]/[\text{CO}_2] \approx 3 \cdot 10^{-3}$ на $h = 135 \text{ км}$.

Экспериментально величина самопоглощения была определена Маммой и др. [42] при возбуждении свечения ударом электронов с энер-

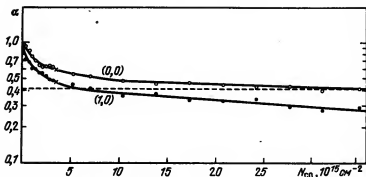


Рис. 23. Пропускание "горячих" полос CO (0,0) 1545 \AA и (1,0) 1510 \AA в "холодном" газе CO . Полосы возбуждались при диссоциации CO_2 электронами с энергией 30 эВ (Мамма и др. [42]). По оси абсцисс — число молекул CO в слое газа.

гией 30 эВ в молекулы CO_2 . Пропусканию полосы (1,0) в 40% соответствует количество CO $5 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$ на луче зрения (рис. 23).

Отсюда Мамма и др. [42] получили $[\text{CO}] = 5 \cdot 10^{15} \left(\frac{\pi}{2} R_H \right)^{\frac{1}{2}} = 1,5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ на $h = 150 \text{ км}$.

Более точный расчет (Краснопольский [43]) требует учета непрерывности излучения и поглощения CO вдоль оптической оси, поглощения солнечного излучения в CO_2 , наличия "холодной" флуоресценции CO . Некоторые из этих поправок дают двукратное изменение результата, но их влияние противоположно, и окончательный результат $[\text{CO}] = 1,2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ незначительно отличается от данных Маммы и др. [42]. Он соответствует $f_{\text{CO}} = 1\%$ в ионосферном максимуме.

Атомный водород. Содержание атомного водорода в верхней атмосфере планеты и ее внешней части (экзосфере) можно определить по свечению в линии L_{α} 1216 \AA . Измерения проводились с аппаратов "Маринер-6, 7, 9" и "Марс-3, 5".

Измерения на лимбе планеты позволяют определить температуру экзосферы T_{∞} и содержание водорода n_c на критическом уровне, т.е. там, где длина свободного пробега атомов и молекул равна шкале высот и при наличии достаточной скорости они могут покинуть атмосферу. Вертикальное распределение водорода выше критического уровня однозначно определяется величинами T_{∞} и n_c (Чемберлен [44]). Физические принципы, заложенные в расчет вертикального распределе-

Таблица 3

Зависимость концентраций водорода от высоты (Андерсон и Хорд [45])

h, км	250	500	750	1000	2500
$[H], 10^4 \text{ см}^{-3}$	3,0	2,1	1,6	1,3	0,42
h, км	5000	7500	10000	12500	15000
$[H], 10^4 \text{ см}^{-3}$	0,13	0,058	0,032	0,020	0,014

ния, следующие: изотермия экзосферы, убывание поля тяготения с высотой, наличие диссипирующего потока и трех видов орбит частиц (баллистические орбиты, когда атом поднимается с критического уровня со скоростью, меньшей параболической; спутниковые орбиты, когда частица не пересекает критического уровня; орбиты диссипирующих частиц). Для выбранных величин T_{∞} и n_c рассчитывалось распределение водорода и затем с помощью уравнения переноса излучения определялся высотный профиль свечения линии 1216 \AA на лимбе планеты. При сравнении с результатами измерений вычислялась величина среднеквадратичного отклонения. Для данных "Маринера-6"

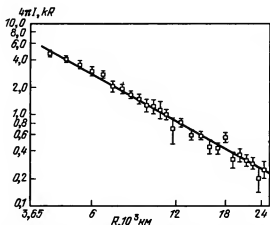


Рис. 24. Измерения с "Маринера-6" и расчет свечения линии 1216 \AA (зависимости интенсивности свечения в килорэлях от расстояния R от центра планеты). Расчетная кривая построена для $T_{\infty} = 350 \text{ K}$ и $n_c = 3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ (Андерсон и Хорд [45]).

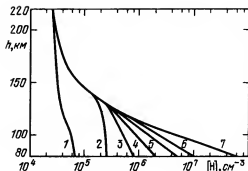


Рис. 25. Модельные (1 – 7) распределения атомного водорода на высотах 80 – 220 км (Андерсон [461]).

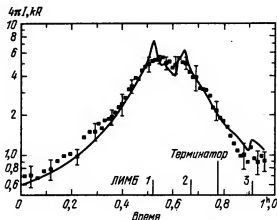


Рис. 26. Изменение интенсивности свечения линии 1216 \AA в кило-реляях в процессе измерений на "Маринере-6"; точки – измерения, линия – результат расчета для модели 4 при $n_e = 2.5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $T_{\infty} = 350 \text{ K}$ (Андерсон [461]). Указаны моменты пересечения оптической осью прибора двух дневных и одного ночного лямба и терминатора.

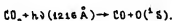
неров-6, 7" (Андерсон и Хорд [45]) оптимизация решения происходила при $T_{\infty} = 350 \text{ K}$, $n_e = 3 \cdot 10^4$ и $2.5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ соответственно (рис. 24). Зависимость $[H]$ от высоты дана в табл. 3. Вертикальная оптическая толщина водорода на критическом уровне 250 км равна единице.

Содержание водорода ниже критического уровня определяется по измерениям на диске планеты. Андерсон [46] рассматривал семь моделей распределения [H] от 250 до 80 км (рис. 25). Модель 1 соответствует диффузионному распределению, при котором нет диссипирующего потока, модель 7 соответствует продукции H ниже 80 км. Так как основная продукция H идет в ионосферном пике, то выше него все модели сходятся к модели 7. Результаты решения уравнения переноса для условий наблюдения на "Маринере-6" показаны на рис. 26. Совпадение с измерениями достигается при $\tau = 2,2^{+1,2}_{-0,6}$ (модель 4); для "Маринера-9" $\tau = 5^{+5}_{-1}$ (модель 6).

Аналогичный анализ измерений с "Марса-3" (Дементьева и др. [34]) был выполнен Достоваловым и Чувахиным [47] и дал $n_e = (1,85 \pm 0,5) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $T_m = 315 \pm 30 \text{ К}$. Как и для "Маринеров-6, 7", оптическая толщина на критическом уровне равна единице; на 250 - 100 км $\tau = 2,3$, т.е. вдвое меньше, чем на "Маринере-9".

Измерения на "Маринерах-6, 7" проводились в 1969 г. при высокой солнечной активности (мерой солнечной активности является поток солнечного дециметрового излучения в стандартных единицах) $F_{10,7\text{см}} \approx 180$, на "Маринере-9" и "Марсе-3" в 1971 - 1972 г. при $F_{10,7\text{см}} \approx 120$, на "Марсе-5" - в 1974 г. при низкой солнечной активности ($F_{10,7\text{см}} \approx 80$). По данным "Марса-5" (Берто и др. [36]), $n_e = 2,3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, $T_m = 325 \pm 30 \text{ К}$, $\tau = 1$ на 200 км и $\tau = 3$ на 87 - 200 км.

Оценка излучения 1216 Å по отсутствию ночного свечения 5577 Å на "Марсе-5" была получена Краснопольским и Крысько [48]. Интенсивность 5577 Å не превышала $50R$ (релей) при визировании высоты 80 км на ночном лимбе планеты. Поглощение CO_2 свечения 1216 Å вызывает возбуждение 5577 Å с выходом около 15%:



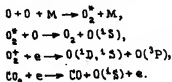
Сечение поглощения $\sigma = 8 \cdot 10^{-20} \text{ см}^2$; нужно учесть гашение $\text{O}(^1\text{S})$ на CO_2 ($k = 2,5 \cdot 10^{-14} \text{ см}^3/\text{с}$). Нетрудно получить (в [48] есть ошибки, и здесь изложены исправленные результаты), что зенитная интенсивность свечения 1216 Å на 100 км, где поглощение CO_2 мало, не должна при этом превышать $50R$. Интенсивность межпланетного фона 1216 Å равна $500R$, следовательно, пропускание атмосферы на 100 км должно быть менее 10%. Пропускание изотропно и консервативно рассеивающей атмосферы с поглощением на

нижней границе равно $1,3/(\tau + 1,4)$, откуда $\tau \approx 9$. Сравнение с $\tau = 4$, полученным Берто и др. [36] на том же спутнике, указывает на значительные вариации распределения водорода от дня к ночи. В то же время экстраполяция данных "Маринеров" к низкой солнечной активности ведет к $\tau \approx 10$ и для дневных условий.

Пороговые оценки. По отсутствию полос N_2 системы Вегарда - Каплана в спектрах дневного свечения атмосферы, полученных на "Маринерах" (зенитная интенсивность полос не превышала $50R$), Далгарно и Мак-Элрой [49] оценили $f_{N_2} < 5\%$ на 135 км. Из от-

сутствия ночного свечения в линиях 5577 \AA и 6300 \AA (интенсивность менее $2R$) по измерениям на "Марсе-5" (Краснопольский и Крысько [48]) следует $[O] < 10^{11} \text{ см}^{-3}$ на 80 км и ограничение на концентрации электронов в ночной ионосфере $n_e \leq 7 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ на $110 \div 130$ км и $n_e \leq 2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ на $150 \div 200$ км; измеренные величины n_e близки к этим пределам (Савич и Самовол [50]).

Далее, из этих же эмиссий следует ограничение на поток энергии электронов, которые могли бы вызывать ионизацию ночной ионосферы: $E < 10^9 \text{ эВ/см}^2 \text{ с}$. Приведенные оценки получены с использованием следующих процессов возбуждения $O(^1S)$ и $O(^1D)$, дающих эмиссии 5577 и 6300 \AA :



Из отсутствия полос OH и с учетом механизма возбуждения $H + O_3 \rightarrow OH^* + O_2$ следует $[O_3] \cdot [H] < 10^{15} \text{ см}^{-6}$ на 60 км.

Отсутствие соответствующих эмиссий в ночном и сумеречном свечении (Краснопольский [51]) приводит к предельным оценкам содержания ряда атомов и ионов метеоритного происхождения. Из них наиболее интересна оценка по натрию, количество которого на порядок величины меньше, чем в земной атмосфере, а ночное свечение линии 5896 \AA на два порядка слабее, чем на Земле.

§ 6. Масс-спектрометрические измерения состава атмосферы

Пробу атмосферного газа можно ионизовать тем или иным методом, например, пучком электронов. Поведение ионов в электрическом и магнитном полях определяется отношением их массы к заряду. Это позволяет сконструировать различного типа электростатические и магнитные анализаторы для получения спектра масс атмосферного газа. По спектру масс можно определить химический состав атмосферы. Масс-спектрометрия является мощным и универсальным методом исследования химического и изотопного состава атмосферы. Масс-спектрометрические измерения были проведены при спуске "Викингов" в верхней атмосфере Марса на высотах 115 – 200 км (Нир и Мак-Элрой [52]) и после их посадки (Оуэн и др. [53]).

Верхняя атмосфера. На рис. 27 показан спектр масс, полученный на высоте 140 км. Высота пиков на массах 44, 22 и 12 дает независимую информацию о содержании CO_2 , поскольку пик 44 соответствует однократной ионизации CO_2 в ионном источнике, пик 22 – двукратной, пик 12 – диссоциативной ионизации CO_2 с образованием C^+ . Других компонент на этих пиках не ожидается. Степень совпадения количеств CO_2 , полученных с помощью разных пиков путем лабораторной калибровки, исключает такую возможность (рис. 28). Аналогично, аргон дает пики 40 и 20.

CO и N_2 дают основной пик 28 и, кроме того, N_2 дает пик 14 при диссоциативной ионизации. Отсюда возникает возможность определения обеих компонент; оказывается, вклад CO составляет около 2/3 пика 28 (рис. 29). Пик 30 может включать NO и $^{12}\text{C}^{18}\text{O}$; количество изотопов C и O может быть оценено по сопоставлению пиков 44, 45, 46, которые относятся к CO_2 . Тогда вклады NO и CO в этот пик

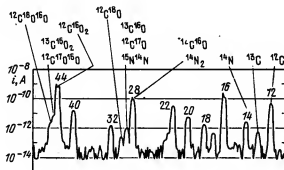


Рис. 27. Спектр масс (зависимость ионного тока от отношения массы к заряду иона), полученный на высоте 140 км при посадке "Викинга-1" (Нир и Мак-Элрой [52]).

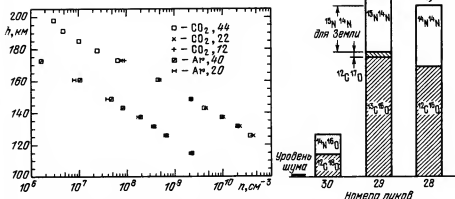


Рис. 28. Концентрация CO_2 и Ar , полученная по данным "Викинга-2" из анализа пиков 44, 22 и 12 для CO_2 и 40 и 20 для Ar (Нир и Мак-Элрой [52]).

Рис. 29. Вклады различных компонент в пики 28, 29 и 30 (Нир и Мак-Элрой [52]).

должны быть примерно одинаковы. Молекулярный кислород определяется по пику 32 после вычитания вклада диссоциативной ионизации CO_2 . Таким образом были определены высотные профили концентраций CO_2 , N_2 , Ar , CO , O_2 и NO (рис. 30). Измерения атомного кислорода затруднены из-за большой величины диссоциативной ионизации CO_2 и возможной рекомбинацией на стенках прибора.

Состав нижней атмосферы был исследован с помощью другого масс-спектрометра после посадки "Викингов" (Оуэн и др. [53]). Были обнаружены азот, инертные газы, кислород (табл. 4). Обнаружение и измерение ксенона хорошо демонстрирует возможности масс-спектрометрической техники. Они лучше всего реализуются для инертных газов, которые не подвергаются разложению в ионном источнике.

Данные по относительному содержанию N_2 и Ar на спуске и после посадки совпадают. Точность измерений O_2 на поверхности невелика. Измерения CO не были успешными из-за большого количества CO_2 в атмосферной пробе и из-за поглощения обоих газов окисью серебра, которая вводилась с целью обогащения пробы малыми компонентами в другом типе анализа.

Таблица 4

Состав нижней атмосферы Марса с учетом данных масс-спектрометрии на "Викингах" (Оуэн и др. [53])

Газ	Относительное содержание	Газ	Относительное содержание
CO ₂	95,32%	H ₂ O*	0,03%
N ₂	2,7%	Ne	2,5 ppm**
Ar	1,6%	Kr	0,3 ppm
O ₂	0,13%	Xe	0,08 ppm
CO	0,07%	O ₃ *	0,03 ppm

* Сильно изменчивые компоненты; ** 1ppm = 10⁻⁶.

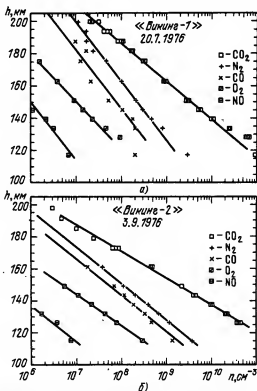


Рис. 30. Зависимость концентраций атмосферных компонент от высоты (Нир и Мак-Элрой [52]).

Таблица 5

Изотопные отношения атмосферных газов
на Земле и Марсе (Оуэн и др. [53])

Отношение	Земля	Марс
$^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$	89	90
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	499	500
$^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$	277	165
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	292	3000
$^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$	0,97	2,5

При измерениях малых компонент атмосферы их относительное содержание принято выражать в процентах, в миллионных долях (обозначение ppm — сокращение английского part per million) и в миллиардных долях (обозначение ppb).

Изотопные отношения элементов в атмосферах Марса и Земли, измеренные как во время спуска, так и после посадки, показаны в табл. 5. Для углерода и кислорода отношения согласуются в пределах ошибок измерений. Отношения азота, аргона и ксенона сильно отличаются от земных. Эти различия связаны с процессами образования и эволюции планет и их атмосфер и представляют большой интерес для решения проблемы происхождения Солнечной системы.

§.7. Состав ионосферы

В исследованиях ионосферы Марса нашли применение три метода: радиопросвечивание, оптические измерения и прямые измерения на спуске в атмосфере.

Радиопросвечивание. Идея этого метода изложена в § 1; он был впервые применен на "Маринере-4" (Клиор и др. [5]). Впоследствии радиопросвечивание использовалось почти на всех аппаратах, направлявшихся к Марсу. Таким образом были получены профили электронной концентрации в разное время суток и при различных условиях солнечной активности. Особенно обширная информация получена на "Маринере-9" (Клиор и др. [54]) (рис. 31). Первые и единственные измерения ночной ионосферы (рис. 32) были выполнены на "Марсе-4" (Савич и Самовол [50]).

Оптические измерения на "Маринерах" позволили получить содержание иона CO_2^+ по полосам в спектрах дневного свечения. Интерпретация наблюдений была дана Стюартом [55], который расчи-

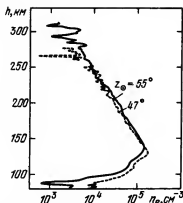


Рис. 31. Типичные профили электронной концентрации в ионосфере Марса по данным "Маринера-9" (Клиор и др. [54]).

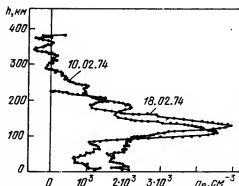


Рис. 32. Профили электронной концентрации в ночной ионосфере Марса (Савич и Самовол [50]).

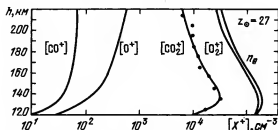


Рис. 33. Модель ионосферы Марса при $z_{\odot} = 27^{\circ}$ (Краснопольский [37]). Концентрация CO_2^+ получена по свечению полос CO_2^+ , n_e — по результатам радиопросвечивания; CO^+ и O^+ — результат расчета.

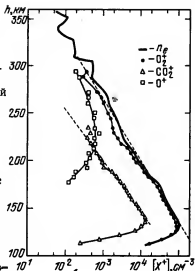
тал интенсивность свечения двух систем полос для ионосферы, состоящей только из CO_2^+ либо из O_2^+ . В обоих случаях значительный вклад дает возбуждение свечения при фотоионизации CO_2 . Наилучшее согласие с наблюдениями получалось при $[\text{O}_2^+]/[\text{CO}_2^+] \approx 2$.

Краснопольский [37] использовал тот же экспериментальный материал, но не только суммарные интенсивности двух систем CO_2^+ , а также их колебательное распределение. При этом оказалось возможным разделить оба процесса возбуждения (фотоионизация CO_2 и флу-

Рис. 34. Состав ионосферы Марса по данным "Викинга-1" (Хэнсон и др. [561]).

оресценция (CO_2^+) и получить высотный профиль концентраций CO_2^+ (рис. 33). Сопоставление с профилем электронной концентрации n_e , полученном на тех же аппаратах, дает $[\text{O}_2^+]/[\text{CO}_2^+] \approx 6$, если $[\text{O}_2^+] + [\text{CO}_2^+] = n_e$ (это следует из фотохимии ионосферы на высотах 100 – 200 км).

Измерение ионного состава на спуске "Викингов" проводилось методом задерживающих потенциалов (Хэнсон и др. [561]). Это разновидность масс-спектрометра, когда набегающий в анализатор поток ионосферной плазмы имеет примерно одинаковые скорости для всех сортов ионов, которые определяются скоростью аппарата и температурой плазмы. Производится электростатическое торможение потока ионов, причем величина задерживающего потенциала зависит от массы иона. По зависимости ионного тока коллектора от потенциала определяются концентрации ионов разного типа и ионная температура. Результаты измерений показаны на рис. 34.



§ 8. Температурный профиль нижней атмосферы

Температура поверхности. Поверхность находится в тепловом контакте с атмосферой, и измерения ее температуры важны и для изучения теплового режима атмосферы. Атмосфера Марса прозрачна в значительных частях инфракрасной области спектра, поэтому измерения температуры поверхности по излучению в ИК-области возможны и неоднократно проводились как с Земли, так и со спутников Марса (см. Мороз [1, 25]). Максимальная температура поверхности составляет около 320 К в дневном максимуме на низких широтах в темных областях. Минимальная температура в 148 К бывает в зимних полярных шапках и соответствует температуре конденсации CO_2 при давлении около 6 мбар. Типичная область суточных изменений температуры на экваторе 180 – 260 К. Столь большие изменения вызваны хорошей прозрачностью атмосферы в инфракрасной области из-за малого количества водяного пара.

Значительные суточные колебания температуры охватывают слой атмосферы менее 1 км, и выше они составляют лишь около 10 К.

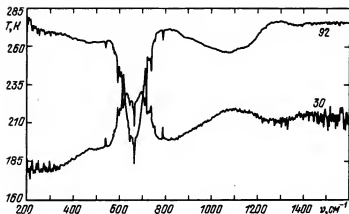


Рис. 35. Инфракрасные спектры Марса на средних широтах (выток 92) и у южной полярной шапки (выток 30) (Хэнел и др. [57]). Спектры представлены как зависимости яркостной температуры от волнового числа $\nu = \lambda^{-1}$.

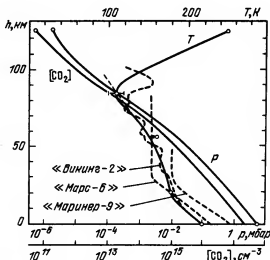


Рис. 36. Зависимости температуры, давления и $[CO_2]$ от высоты по данным "Марса-5" (Краснопольский и др. [18, 58]). Данные о температуре приведены также по другим измерениям на космических аппаратах.

Поэтому на высоте ≈ 1 км температура атмосферы близка к средней температуре поверхности и составляет 220 К на средних и низких широтах.

Температурный профиль по полосе 15 мкм. Данные спектроскопии полосы CO_2 15 мкм можно использовать для получения температурного профиля атмосферы. Идея заключается в том, что интенсивность излучения на определенной длине волны определяется температурой атмосферы на уровне $\tau \approx 1$; кроме того, если на этом уровне градиент температуры отрицателен, то соответствующая деталь полосы наблюдается в поглощении, если положителен, — то в излучении. Так как в пределах этой полосы поглощения CO_2 коэффициент поглощения и соответственно уровень $\tau \approx 1$ сильно меняется с длиной волны, то отсюда возникает возможность определения высотного профиля температуры. Это типичная задача дистанционного зондирования атмосферы решается с помощью интегрального уравнения с детальным учетом структуры полосы. Измерения полосы 15 мкм были проведены на "Маринере-9" (Хэнел и др. [57]). На рис. 35 показаны спектры, полученные на средних широтах и в области полярной шапки. В первом случае полоса видна в поглощении, что свидетельствует об убывании температуры с высотой, во втором полоса имеет характер эмиссии с поглощением в центре. Это указывает на то, что температура возрастает до определенной высоты в атмосфере и далее убывает. На рис. 36 показан профиль температуры для атмосферы на низких широтах после окончания пылевой бури, полученный по измерениям в полосе 15 мкм. Термическое зондирование в полосе 15 мкм возможно до высот, соответствующих давлению CO_2 0,1 — 0,05 мбар (около 40 км над поверхностью Марса).

Радиопросвечивание также может быть использовано для определения температуры (Клиор и др. [54]) путем дифференцирования логарифма давления по высоте. Таким методом на "Маринере-9" получены температурные профили атмосферы Марса до высоты около 30 км.

Прямые измерения. Здесь используются три метода определения температуры и связанных с нею параметров (плотности и давления): показания соответствующих термометров, манометров, плотномеров на участке парашютного спуска, измерения эффекта Доплера для радиосигнала при спуске, измерения перегрузок (акселерометры). Впервые эти измерения были выполнены при спуске "Марса-6" (Авдеевский и др. [6], Кержанович [7]). Результаты измерений аппроксимировались температурным профилем с постоянной температурой T_0 выше уровня h_0 и постоянным градиентом температуры γ ниже этого уровня (три параметра). Наилучшее соответствие данным измерений получилось для профиля, показанного на рис. 36.

Более совершенная система датчиков была установлена на спускаемых аппаратах "Викинг" (Сейф и Керк [8]). Кроме акселеро-

метра и датчиков температуры и давления, использовались два радара для определения высоты над поверхностью и доплеровского сдвига. Более высокая точность измерений позволила определить не только среднюю зависимость температуры от высоты, но и ее вариации (рис. 36). Авторы связывают эти вариации с прохождением гравитационных волн.

Профили температуры по характеристикам конденсационного слоя. Измерения на лимбе планеты со спутника "Марс-5" (Краснопольский и др. [18, 58]) позволили обнаружить верхний слой аэрозоля, расположенный в утренние часы на высотах от 20 до 40 км. К вечеру этот слой поднимался на высоты 50 - 70 км, становясь на порядок менее плотным. Большая изменчивость характеристик слоя и их хорошее соответствие с оценками, сделанными на основе приближенных значений температуры атмосферы, позволили заключить, что он состоит из частиц льда H_2O .

Концентрации насыщенного пара H_2O в области температур 150 - 190 К можно описать соотношением

$$n_s = 3,6 \cdot 10^{12} \exp \frac{T-180}{4,3} \text{ см}^{-3}.$$

При равновесии системы из двух фаз поток равен нулю, т.е.

$$\frac{dm}{dh} + \frac{dn_s}{dh} + \frac{m+n_s}{H} + m \frac{V}{K} = 0,$$

где m - количество воды в твердой фазе, V - стоковая скорость. Если принять $V/K = \text{const}$, то

$$m = n_{0s} \frac{\gamma/4,3 - 1/H}{V/K - \gamma/4,3 + 1/H} \left[\exp \left(-\gamma \frac{h}{4,3} \right) - \exp \left\{ - \left(\frac{V}{K} + \frac{1}{H} \right) h \right\} \right],$$

где γ - градиент температуры.

Исследованием на максимум нетрудно получить величину высоты h_{max} ; интегрирование по высоте дает полное содержание конденсата в слое. Для более точного описания формы слоя недостаточно одного градиента температуры γ и требуется задание температурного профиля трехчленом $T_0 - \gamma h - \delta h^2$. Подбор параметров γ , δ и V/K , при котором достигается наилучшее соответствие расчета и наблюдений, дает $\gamma = 0,45$ град/км, $\delta \approx 10^{-2}$ град/км², $V/K = (0,07 \pm 0,03) \text{ км}^{-1}$. Полное количество конденсата равно $7 \cdot 10^{-6}$ г/см², максимальная плотность $5 \cdot 10^{-12}$ г/см³.

Если основание слоя конденсата находится на высоте в 20 км, а содержание водяного пара близко к среднему значению 15 мкм,

то из условий конденсации следует $T_0 = 180$ К на 20 км. Таким образом, полученный температурный профиль атмосферы на высотах 20 – 40 км описывается соотношением $T(z) = 180^0 - 0,45(h - 20) - 0,01(h - 20)^2 = 185 - 0,05h - 0,01h^2$.

Далее, если вечером слой поднимается на $h \approx 60$ км, то из условий конденсации следует $T = 160$ К на 60 км. С учетом охлаждения атмосферы на ≈ 10 К к вечеру получаем, что $T \approx 150$ К на 60 км в $9^h 30^m$ утром, что также согласуется с приведенным трехчленом.

Кроме того, на спутнике "Марс-5" была измерена шкала высот рассеяния в атмосфере на 80 – 90 км, равная $6 \pm 0,5$ км. Если она равна шкале высот атмосферы в этой области, то $T = 110 \pm 10$ К. Следовательно, полученная формула для температуры применима на высотах 20 – 90 км. Она хорошо согласуется с данными других измерений температуры (см. рис. 36). Чтобы дополнить профиль, надо взять среднесуточную температуру поверхности планеты ($T \approx 220$ К) и $T = 250$ К на 125 км, полученную по данным спектроскопических измерений на "Маринерах-6, 7". При этом кривая $T(h)$ хорошо связывает давление 6 мбар у поверхности и $1,7 \cdot 10^{-6}$ мбар на 125 км (см. рис. 20).

§ 9. Температура верхней атмосферы

Радиопросвечивание. Первые определения температуры верхней атмосферы были сделаны на основе измерений высотной зависимости электронной концентрации n_e методом радиопросвечивания. Можно показать, что в области высот 150 – 220 км атмосфера является оптически тонкой для солнечного ионизирующего излучения, т.е. скорость фотоионизации

$$q = In = In_0 e^{-\frac{h}{H}}.$$

Здесь применимо условие фотохимического равновесия

$$q = \alpha n_e^2 \quad \text{или} \quad n_e = \left(\frac{In_0}{\alpha} \right)^{\frac{1}{2}} e^{-\frac{h}{2H}}.$$

Таким образом, шкала высот плазмы H_e равна удвоенной шкале высот нейтральной атмосферы. Отсюда можно получить температуру нейтральной атмосферы, если известна молекулярная масса. Измерения на "Маринере-4" (Клиор и др. [5]) дали $H_e = 29$ км при низкой солнечной активности ($F_{10,7 \text{ см}} = 80$); на "Маринере-6, 7" (Фелд-

бо и др. [38]) $N_e = 46$ км ($F_{10,7\text{ см}} = 180$), на "Маринере-9" (Клиор и др. [54], см. рис. 31) $N_e = 39$ км ($F_{10,7\text{ см}} = 120$).

Измерения на "Маринере-9" показали, что, несмотря на большие изменения N_e (25 – 48 км), систематических вариаций с зенитным расстоянием Солнца, местным временем и показателем солнечной активности обнаружить не удалось.

Если приведенные значения N_e перевести в температуры, используя молекулярную массу CO_2 , то их величины будут несколько завышены ($T = 285, 450$ и 380 К соответственно). Дело в том, что

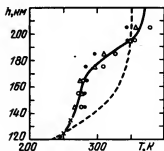


Рис. 37. Зависимости температуры верхней атмосферы от высоты, полученные по измерениям концентраций электронов (кружки) и свечения полос CO_2 (точки и треугольники) (Краснопольский [37]). Штриховая линия — данные модели Барта и др. [32].

эффективное значение молекулярной массы здесь меньше из-за присутствия атомного кислорода. Детальная интерпретация данных радиопросвечивания с целью получения характеристик нейтральной атмосферы по данным измерений со станций "Марс-2, 3, 5" была проведена Михайловым и Ивановым-Холодным [59]. Получена температура $T_{\infty} = 380$ К, $f_0 \approx 1\%$, величины $[\text{CO}_2]$. К сожалению, при этом принималось равенство температур электронов и нейтральной атмосферы. Оно должно приводить к завышенным в 2 – 3 раза концентрациям CO_2 при $h > 150$ км.

Оптические измерения. Многочисленные определения температуры были сделаны на основе измерений свечения верхней атмосферы. Температура экзосферы определялась по вертикальному распределению свечения линии водорода 1216 Å , измеренному на "Маринерах" и на "Марсе-3, 5" ($T_{\infty} = 300 - 350$ К; см. § 5). Температура на 150 – 200 км может быть получена путем измерения шкалы высот того или иного свечения. Наиболее точные оценки получаются по свечению полос Камерона CO ($T_{\infty} = 325$ К по данным "Маринеров", Стюарт и др. [33]).

Температура определялась также другим, более прямым методом по доплеровской ширине контура линии 1216 Å на "Марсе-5" (Берто и др. [36]). Сравнивалась интенсивность свечения при выключенной кювете с H_2 с интенсивностью при включенной кювете. При вклю-

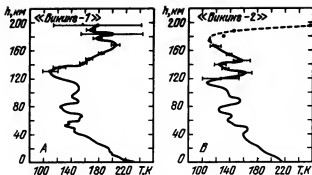


Рис. 38. Температурные профили атмосферы Марса, полученные из масс-спектрометрических измерений выше 120 км (Нир и Мак-Элрой [52]). Ниже 120 км приведены данные Сейфа и Керка [8], полученные на тех же аппаратах.

чении происходила частичная термодиссоциация H_2 , и образовавшиеся атомы H поглощали свечение в пределах ширины доплеровского контура при температуре кюветы. Очевидно, что разность интенсивностей зависит от температуры светящегося атмосферного газа и позволяет определить ее: $T = 340 \pm 30$ K.

Краснопольский [37] определил зависимость температуры от высоты по данным измерений полос ϵ_2^+ и η_e на "Маринерах-6, 7" (рис. 37). Полученный температурный профиль сильно отличался от типичного профиля термосферы, имеющего изотермическую область на высотах более 160 км (Стюарт [55]). Отличие может быть объяснено большим влиянием гравитационных и акустических волн, поглощение которых может приводить к нагреванию атмосферы; с другой стороны, возникающая при этом дополнительная теплопроводность увеличивает сток тепла в мезопаузу и охлаждает термосферу. Оценки, основанные на температурном профиле рис. 37, дают поток энергии гравитационных волн $4 \cdot 10^{-2}$ эрг/см²·сек, эффективность нагревания атмосферы солнечным излучением $\epsilon \approx 0,1$, коэффициент турбулентного перемешивания $K = 2 \cdot 10^8$ см²/с на 160 км, где $[\epsilon_2] = 5 \cdot 10^9$ см⁻³.

Масс-спектрометрические измерения на спуске "Викингов" (Нир и Мак-Элрой [52]). Концентрации CO_2 , полученные на разных высотах при спусках "Викингов", были использованы для получения высотного профиля температуры. Результаты показаны на рис. 38. Величина ошибки отражает разброс данных, полученных при анализе пиков с массами 44, 22 и 12. Температура

оказалась очень низкой (в среднем 180 и 130 К по данным "Викингов-1, 2"). Сложная структура профиля температуры может быть связана с движением гравитационной волны в атмосфере. Характерные значения амплитуды и длины волны колебаний примерно те же, что были обнаружены в нижележащих слоях атмосферы по данным акселерометров.

Таким образом, температурный профиль термосферы характеризуется не только значительными отклонениями от изотермии при $h > 150$ км, но и большими локальными изменениями температуры. Следует отметить, что, в отличие от рис. 38, профиль рис. 37 отражает средние характеристики атмосферы, поскольку он был получен усреднением четырех профилей свечения полос CO_2 и двух зависимостей $n_e(h)$, полученных в разных точках планеты.

Изаков [60] показал, что результаты масс-спектрометрических измерений на "Викингах" могут быть описаны с помощью не зависящих от высоты температуры и значения коэффициента турбулентного перемешивания.

§ 10. Коэффициент турбулентного перемешивания

Коэффициент турбулентного перемешивания является важной характеристикой атмосферы. Соотношением времен диффузии, фотохимического равновесия и перемешивания определяют распределение концентраций компонент атмосферы. Он вводится аналогично коэффициенту диффузии в уравнения непрерывности и равен произведению среднего размера турбулентного вихря на скорость в нем (длина свободного пробега молекул на их скорость для коэффициента диффузии).

В тропосфере источником турбулентности являются метеорологические процессы, теплообмен между атмосферой и поверхностью, приливы. Все эти процессы создают гравитационные волны, которые, поднимаясь вверх и сохраняя поток энергии, увеличиваются по амплитуде обратно пропорционально корню из плотности. В результате возникающие температурные градиенты создают конвекцию и перемешивание атмосферы. Поскольку теоретические оценки коэффициента турбулентного перемешивания K недостаточно надежны, он определяется в основном экспериментально по неоднородному распределению той или иной малой компоненты.

Исследование конденсации воды в аэрозольном слое, обнаруженном со спутника "Марс-5" (Краснопольский и др. [18, 58]), дало отношение стоксовой скорости V падения частиц к K , равное $(0,07 \pm 0,03) \text{ км}^{-1}$ (см. § 8). Зная полное количество и плотность конденсата, можно путем выбора радиуса частиц согласовать наблюдаемую и расчетную яркость слоя. Оказывается, $\tau = 1,5$ мкм и при этом оптическая толщина аэрозольного слоя $\tau = 0,07$ согласуется с наблюдениями на "Маринере-6". Зная τ , можно определить сток-

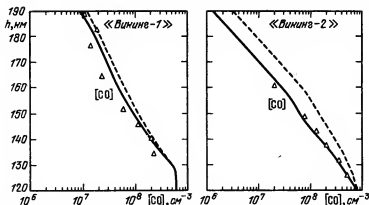


Рис. 39. Зависимость концентраций CO от высоты; треугольники — измерения, сплошные линии — расчет для K из табл. 6; штриховые линии — расчет для $K = 5 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ (Нир и Мак-Элрой [52]).

совую скорость $V = 1,5 \text{ см/с}$ и затем из $\frac{V}{K} = (0,07 \pm 0,03) \text{ км}^{-1}$ получить $K = (2 \pm 1) \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ на высотах около 30 км.

Значения K были получены также при анализе телевизионных изображений аэрозольных слоев, полученных на "Маринере-9" (Андерсон и Лиови [61]). Их обработка проводилась в предположении $\tau = 1 \text{ мкм}$, что согласуется с нашими данными. В отсутствие пылевой бури $K = 2,3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ на 35 км и $7 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ на 45 км. Во время пылевой бури $K = (2-14) \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ на 50 – 60 км.

Оценка $K = 3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ в нижней тропосфере получена Краснопольским и Паршевым [18] из анализа суточных вариаций водяного пара. Уэрбейн и др. [17] объясняли очень малую шкалу высот озона зимой на широтах $\approx 45^\circ$ наличием температурной инверсии, когда температура, а вместе с ней и содержание нечетного водорода H^* (т.е. $[\text{H}] + [\text{OH}] + [\text{HO}_2] + 2[\text{H}_2\text{O}_2]$) растет с высотой. Ее влияние на озон возможно только в том случае, если нечетный водород не перемешан, т.е. время перемешивания $\tau_m = \frac{h^2}{K}$ (h — шкала высот) превышает фотохимическое время H^* , равное трем суткам. Отсюда $K \lesssim 4 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$.

Зависимость $K(h)$ была получена Ниром и Мак-Элроем [52] путем сопоставления высотных распределений различных компонент с разной молекулярной массой, измеренных при спуске "Викингов". Если высотное распределение компоненты определяется процессами пере-

носа (перемешиванием и молекулярной диффузией), то ее шкала высот

$$H = (K + D_i) \left(\frac{K}{H_{\text{ср}}} + \frac{D_i}{H_i} \right)^{-1},$$

где D_i — коэффициент диффузии, $H_{\text{ср}}$ — средняя шкала высот и H_i — шкала высот для i -компоненты. Поскольку все величины, кроме K , в этом соотношении известны по данным наблюдений на "Викингах", то стсюда можно определить K . Определение K велось по четырем компонентам (N_2 , Ar , CO , O_2) с учетом их концентраций в нижней атмосфере, измеренных оптическими и масс-спектрометрическими средствами. Для CO_2 и O_2 вводились поправки на химические источники и стоки этих компонент. Полученные зависимости $K(h)$ показаны в табл. 6. На рис. 39 даны высотные профили CO , рассчитанные

Таблица 6

Зависимость коэффициента перемешивания от высоты по данным "Викингов" (Нир и Мак-Элрой [52])

h , км	100	110	120	130
K , $\text{см}^2/\text{с}$	"Викинг-1" $5+7$	$5+7$	$5+7$	$6,2+7$
	"Викинг-2" $2,1+7$	$4,6+7$	$9,8+7$	$2,1+8$
h , км	140	150	160	170
K , $\text{см}^2/\text{с}$	"Викинг-1" $1,3+8$	$2,3+8$	$5,9+8$	$1,2+9$
	"Викинг-2" $4,4+8$	$9,3+8$	$2,0+9$	$4,2+9$
$5+7$ означает $5 \cdot 10^7$				

для $K(h)$ из табл. 6 и для $K = 5 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$, в сопоставлении с результатами измерений, Авторы отмечают, что значения K определены с низкой точностью для больших высот. Положение турбопаузы получается на высотах 120 – 125 км ($[CO_2] \approx 5 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$).

Следует отметить, что полученное Красноярским [37] значение $K = 2 \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ на 160 км ($[CO_2] = 5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$) по спектроскопическим измерениям на "Маринерах-6, 7" хорошо согласуется с измерениями на "Викингах" ($K = (1,3 - 4,4) \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ на 140 км, где $[CO_2] = 5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$).

Изаков [60] указал, что измеренные на "Викингах" высотные распределения компонент могут быть описаны не только с помощью на зависящей от высоты температурой, но и с постоянным коэффициентом турбулентного перемешивания ($K = 5 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$).

ГЛАВА II

ФОТОХИМИЯ АТМОСФЕРЫ МАРСА

§ 1. Ионосфера

Постановка задачи и методика решения. Рассмотрим задачу расчета профилей ионных концентраций на основе данных модели нейтральной верхней атмосферы. Скорость ионизации i -компоненты, имеющей концентрацию n_i ,

$$q_i = \int_0^{\infty} I_{\lambda} n_i \sigma_{i\lambda} \alpha_{i\lambda} \exp\left(-\sum_k \sigma_{k\lambda} n_k H_k \sec z_{\odot}\right) d\lambda.$$

Здесь I_{λ} — интенсивность солнечного излучения (Хинтереггер [62]), $\sigma_{i\lambda}$ — сечение поглощения, $\alpha_{i\lambda}$ — квантовый выход ионизации, H_i — шкала высот, z_{\odot} — зенитное расстояние Солнца. В расчете необходимо учитывать возможность диссоциативной ионизации, которая может дать малые компоненты ионосферы.

Образующиеся при фотоионизации электроны могут иметь энергию, достаточную для вторичной ионизации. С достаточной степенью точности учет многократной ионизации может быть выполнен в предположении, что на каждый акт ионизации фотоном расходуется 16 эВ, электроном — 32 эВ. Тогда квантовый выход ионизации для $\lambda \leq 400 \text{ \AA}$ становится больше единицы и равен (Краснопольский [63])

$$\alpha_{i\lambda} = 1 + \frac{\sigma_{ie} \sum_k n_k \frac{\sigma_{k\lambda}}{\sigma_{i\lambda}}}{\sum_k \sigma_{ke} n_k} \left(\frac{387 \text{ \AA}}{\lambda} - 0,5 \right),$$

где σ_{ie} — сечение ионизации электронами i -компоненты.

Приближенно можно принять, что для газов, состоящих из атомов C, O и N, σ_{ie} пропорционально числу атомов в молекуле; тогда нет необходимости знать абсолютные величины σ_{ie} .

Как и описанный выше способ учета многократной ионизации, так и более точный метод расчета воздействий фотоэлектронов (ионизация, диссоциация, возбуждение атмосферных газов) предполагают, что фотоэлектроны тормозятся и гибнут на тех же высотах, что и возникают. Вообще говоря, это неверно для больших высот, где длина пробега фотоэлектрона велика, но для большинства задач это допущение приемлемо. Расчет воздействия фотоэлектронов производится с помощью функций потерь энергии в i -газе:

$$L_i(E) = \frac{dx}{n_i dE} = \sum_k \sigma_{ike}(E) \Delta E_{ik}.$$

Здесь σ_{ike} — сечение процесса k торможения электрона молекулой i , ΔE_{ik} — потеря энергии электрона в результате этого процесса. Расчет $L_i(E)$ проводился Далгарно и др. [64], Савадой и др. [65], Фоксом и Далгарно [66]. На пути от точки a возникновения фотоэлектрона до точки остановки b число актов j соответствующего процесса равно

$$\int_a^b \sigma_{ij}(E) n_i dx = n_i \int_0^E \frac{\sigma_{ij}(E) dE}{\sum_k n_k L_k(E)},$$

так как $dx = \frac{dE}{\sum_k n_k L_k(E)}$.

Число электронов с энергией E , возникающих в 1 см^3 в 1 сек, или интегральный спектр генерации электронов, равно

$$P(E) = \int_E^\infty p(E) dE,$$

где $p(E)$ — скорость генерации фотоэлектронов с энергией E в единичном энергетическом интервале, или дифференциальный спектр генерации фотоэлектронов. Здесь предполагается постепенное замедление электронов, при котором каждый электрон с энергией больше E со временем будет иметь энергию E . Как было показано Далгарно и др. [64], это допущение приводит к несколько завышенным (до двух раз) величинам, ибо на самом деле электрон отдает свою энергию скачками.

Спектры генерации следует отличать от спектров потоков электронов, которые могут быть измерены в атмосфере и в рассматриваемом приближении равны

$$\Phi(E) = \frac{P(E)}{\sum_k n_k L_k(E)}.$$

Более детально их расчет изложен Фоксом и Далгарно [67] и Мэн-тасом и Хансоном [68]. Таким образом, полное число актов процесса j (например, ионизации i -компоненты) равно

$$q_{ij} = n_i \int_0^{\infty} \frac{P(\varepsilon) G_{ij}(\varepsilon) d\varepsilon}{\sum_k n_k L_k}.$$

Расчет интегральных спектров генерации не требует большой точности и может быть получен интегрированием дифференциальных спектров, вычисленных в предположении, что затрата энергии на ионизацию фотоном составляет 16 эВ:

$$p(E) = I(E+16) \sum_i n_i G_i(E) \alpha_i(E) \exp(-\sum_j n_j G_j(E) H_j \sec z_0).$$

Эта формула сходна с выражением для фотоионизации q_i , но зависимости сечений и интенсивности от длины волны заменены энергетическими зависимостями.

Образовавшиеся ионы вступают в химические реакции и рекомбинируют. Зная коэффициенты этих процессов, нетрудно получить член, описывающий гибель иона X_i в уравнении непрерывности (см. введение):

$$[X_i] L_i = [X_i] \sum_j k_j n_j.$$

Коэффициенты скорости k_j зависят, как правило, от температуры нейтральной, ионной или электронной компонент атмосферы (T , T_i , T_e).

Встречаются также сильные зависимости k_j от энергии электронного и колебательного возбуждения ионов и нейтралов. Соотношение между ионной и нейтральной температурами определяется числом столкновений ионов с нейтралами за время их жизни и соотношениями масс. Наиболее быстрый обмен энергиями при столкновениях происходит при равных массах. Если число столкновений достаточно велико, то ионная температура равна нейтральной. Как правило, это справедливо до концентраций нейтральной атмосферы $\approx 10^9 \text{ см}^{-3}$. Далее с уменьшением концентраций ионная температура начинает сильно превосходить нейтральную. Массы электронов и нейтралов различаются значительно больше, чем нейтралов и ионов, и поэтому требуется очень большое число столкновений для того, чтобы электронная температура была равна нейтральной. Обмен энергией при столкновении пропорционален отношению масс частиц $\frac{m}{M}$, число столкновений за время жизни зависит от скорости частицы, которая пропорциональна $m^{-\frac{1}{2}}$. Поэтому если концентрация нейтральных компонент, при которой $T_i \approx T$, равна $n \approx 10^9$, то для $T_e \approx T$

$n \approx 10^9 \sqrt{\frac{M}{m}} \approx 3 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$. Расчет T_i и T_e не входит в нашу задачу (см. Шимиду и Ашихара [69]).

В основной части ионосферы (ниже ≈ 220 км для Марса) фотохимическое время $\tau_c = L^{-1}$ много меньше времени амбиполярной диф-

фузии $\tau_D = \frac{H_i^2}{D_i}$; $H_i = \frac{k(T_i + T_e)}{m_i g}$ — шкала высот иона, D_i — коэффи-

циент амбиполярной диффузии. В этом случае применимо приближение фотохимического равновесия $q_i = [X_i] L_i$ и определение состава ионосферы требует решения системы алгебраических уравнений такого вида. Здесь надо учитывать не только первичные ионы, возникшие при фотоионизации и фотоэлектронной ионизации, но и вторичные ионы, появляющиеся в результате ионных реакций. Рассматриваемая система уравнений может быть сведена к степенному уравнению относительно концентрации электронов n_e путем подстановки в уравнение нейтральности плазмы $n_e = \sum_i [X_i]$ и решена одним из

приближенных методов, например, методом Ньютона.

При $\tau_D < \tau_c$ преобладает амбиполярная диффузия, при которой распределение ионов характеризуется шкалой высот, вдвое большей, чем для нейтралов соответствующей молекулярной массы при температуре, которая является средней между температурой электронов и ионов. Для оценки τ_D надо знать коэффициенты диффузии D_i , которые по порядку величины составляют $\frac{10^{16} T}{n} \text{ см}^2/\text{с}$. В переходной области, где $\tau_D \approx \tau_c$, необходимо решать системы уравнений непрерывности (см. введение) со значениями D_i , зависящими от высоты.

В атмосфере Марса в интервале концентраций нейтральной атмосферы $10^8 - 3 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ применимо приближение фотохимического равновесия и возможно пренебрежение эффектами поглощения солнечного излучения, что позволяет исключить экспоненту из соотношения для фотоионизации. Тогда

$$q_i = n_i \int_0^{\infty} I_{\lambda} \sigma_{i,\lambda} \alpha_{i,\lambda} d\lambda = n_i J_i$$

и зависимость полной скорости фотоионизации от высоты

$$q(h) = \sum_i J_i n_{0i} e^{-\frac{h}{H_i}} \approx J n_0 e^{-\frac{h}{H}} = \alpha n_e^2(h).$$

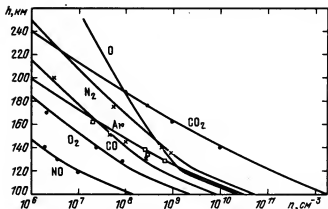


Рис. 40. Модель нейтральной атмосферы, построенная на основе данных "Викингов" и принятая в расчетах Фокса и Далгарно [67].

Здесь J, H, α — некоторые эффективные значения скорости ионизации, шкалы высот и коэффициента рекомбинации. Отсюда

$$n_e(h) = \left(\frac{J n_0}{\alpha} \right)^{\frac{1}{2}} e^{-\frac{h}{2H}},$$

т.е. шкала высот ионосферы в этой области равна удвоенной эффективной шкале высот нейтральной атмосферы. Таким образом, в области $\tau_p \approx \tau_e$ происходит изменение шкалы высот плазмы от значения, определяемого эффективной молекулярной массой и температурой нейтралов, к значению, определяемому эффективной молекулярной массой ионов и электронной и ионной температурами. На Марсе положение уровня $\tau_p \approx \tau_e$ близко к высоте, где $[CO_2] \approx [O]$, и поэтому оба фактора — увеличение шкалы высот за счет перехода от параметров нейтральной атмосферы к ионизованной и резкое изменение нейтральной шкалы высот за счет преобладания атомного кислорода — действуют примерно одновременно.

Результаты расчетов состава ионосферы. Расчеты состава ионосферы Марса были выполнены Стюартом и др. [32, 33, 55] и Краснопольским [37] по данным спектроскопических измерений и радиопросвечиванию на "Маринерах-6, 7", а также Хансоном и др. [56], Фоксом и Далгарно [67] по измерениям нейтрального и ионного состава атмосферы при спусках "Викингов" (Нир и Мак-Элрой [52], Хансон и др. [56]). Сводку данных по сечениям поглощения и ионизации, константам реакций и пр. можно найти в обзоре Шунка и Наги [70].

На рис. 40 показана модель нейтральной атмосферы, построенная на основе данных "Викинга-1". Она предполагает высоту тур-

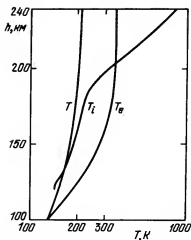


Рис. 41. Принятые зависимости T , T_i и T_e (Фокс и Далгарно [67]). T_i взята по данным измерений Хэнсона и др. [56].

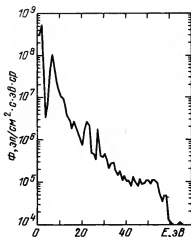


Рис. 42. Поток фотоэлектронов на высоте 130 км (Фокс и Далгарно[67]).

бопаузы 120 км, что соответствует $K = 5 \cdot 10^7$ см²/с. Ниже турбопаузы относительные концентрации компонент приняты не зависящими от высоты, выше — распределены в соответствии со своей шкалой высот. Таким образом, принятые высотные зависимости содержания газов около турбопаузы являются весьма приближенными, но точность этого приближения вполне достаточна для расчета состава ионосферы. Профили T , T_i , T_e показаны на рис. 41. Температура экзосферы равна 225 К, что несколько выше данных масс-спектрометрических измерений (см. рис. 38); такое превышение следует из измерений ионного состава (Хэнсон и др. [56]). T_i также взята согласно измерениям. Величины T_e выбраны таким образом, чтобы достичь наилучшего соответствия по концентрациям O_2^+ . Вообще говоря, значения $T_e \ll T_i$ не выглядят убедительно.

Расчет дал равновесные потоки фотоэлектронов, показанные на рис. 42. Вычисления фотоионизации и поглощения проводились для CO_2 , N_2 , Ar и O . Вклад различных каналов ионизации, включая диссоциативную ионизацию, показан в табл. 7. Здесь было бы полезно учесть образование CO^+ не только при диссоциативной ионизации CO_2 , но и при ионизации CO . Соответствующая величина была добавлена нами

Таблица 7

Интегральные скорости ионизации (в $10^6 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$)
в атмосфере Марса (Фокс и Далгарно [67])

Ион	Фотоионизация	Ионизация фотоэлектронами	Всего
CO_2^+			
$(\chi^2 \Pi_g)$	3362	2219	5581
$(A^2 \Pi_u)$	1415	397	1812
$(B^2 \Sigma_u^+)$	1548	237	1785
C^+	57	52	109
CO^+	250	118	368
O^+	694	87	781
Ar^+	52	58	110
N_2^+	184	75	259
$(\chi^2 \Sigma_g^+)$	67	59	126
$(A^2 \Pi_u)$	83	12	95
$(B^2 \Sigma_u^+)$	17	4	21
N^+	31	11	42
O^+	192	105	297
$(^4 S)$	73	36	109
$(^2 D)$	64	45	109
$(^2 P)$	39	24	63
$(^4 P^e)$	11	-	11
$(^2 P^e)$	6	-	6

Таблица 8

Химические реакции в ионосфере Марса (Фокс и Далгарно [67])

№	Реакция	Коэффициент скорости, см ³ /с	Выход энергии, эВ
1	$\text{CO}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{CO} + \text{O}_2^+$	$k_1 = 1,6 \cdot 10^{-10}$	1,33
2	$\text{CO}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{O}^+$	$k_2 = 1,0 \cdot 10^{-10}$	0,13
3	$\text{O}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2^+ + \text{CO}$	$k_3 = 9,4 \cdot 10^{-10}$	1,20
4	$\text{O}_2^+ + \text{e} \rightarrow \text{O} + \text{O}$	$k_4 = 1,9 \cdot 10^{-7} (300/T_e)^{0,5}$	4,76
5	$\text{CO}_2^+ + \text{e} \rightarrow \text{CO} + \text{O}$	$k_5 = 3,8 \cdot 10^{-7}$	4,56
6	$\text{CO}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{CO}_2$	$k_6 = 1,2 \cdot 10^{-10}$	4,51
7	$\text{CO}_2^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{O}_2^+$	$k_7 = 5 \cdot 10^{-11}$	1,71
8	$\text{N}_2^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{N}_2 + \text{CO}_2^+$	$k_8 = 7,7 \cdot 10^{-10}$	1,81
9	$\text{N}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{N}(^2\text{D})$	$k_9 = 1,4 \cdot 10^{-10} (300/T_n)$	0,94
10	$\text{N}_2^+ + \text{e} \rightarrow \text{N} + \text{N}(^2\text{D})$	$k_{10} = 3,5 \cdot 10^{-7} (300/T_e)^{0,5}$	3,44
11	$\text{N}_2^+ + \text{CO} \rightarrow \text{N}_2 + \text{CO}^+$	$k_{11} = 7,4 \cdot 10^{-11}$	1,57
12	$\text{Ar}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ar} + \text{CO}_2^+$	$k_{12} = 4,6 \cdot 10^{-10}$	1,97
13	$\text{Ar}^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{Ar} + \text{N}_2^+$	$k_{13} = 2,2 \cdot 10^{-11}$	0,18
14	$\text{N}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{N} + \text{CO}_2^+$	$k_{14} = 1,1 \cdot 10^{-9}$	0,78
15	$\text{NO}^+ + \text{e} \rightarrow \text{N}(^2\text{D}) + \text{O}$	$k_{15} = 2,3 \cdot 10^{-7} (300/T_e)^{0,5}$	0,38
16	$\text{O}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{O}_2$	$k_{16} = 4,4 \cdot 10^{-10}$	2,71
17	$\text{C}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}^+ + \text{CO}$	$k_{17} = 1,1 \cdot 10^{-9}$	2,91
18	$\text{CO}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2^+ + \text{CO}$	$k_{18} = 1,1 \cdot 10^{-9}$	0,24

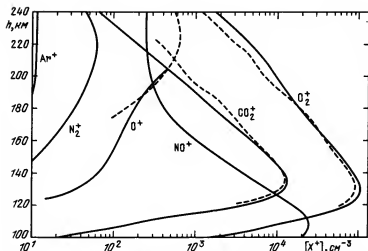


Рис. 43. Состав ионосферы Марса (Фокс и Далгарно [67]). Сплошные линии – расчет; штриховые – данные "Викинга-1".

в табл. 7. Список химических реакций в ионосфере Марса дан в табл. 8. Результаты расчета полных концентраций в приближении фотохимического равновесия приведены на рис. 43 вместе с измеренными ионными концентрациями. Выше 200 км диффузия ионов O^+ начинает преобладать над фотохимическим равновесием, и расчет здесь неприменим. Концентрации атомного кислорода не были измерены масс-спектрометрами на "Викингах" из-за рекомбинации и адсорбции в ионном источнике, и их величины были взяты из соображений соответствия $[CO_2^+]$ данным измерений. Они определяются соотношением

$$[O] = \frac{k_4}{k_1 + k_2} \frac{[O_2^+]}{[CO_2^+]} n_e.$$

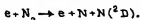
Отношения $[O_2^+]/[CO_2^+] \approx 8$ и $[O]/[CO_2^+] \approx 3\%$ на высоте 135 км следуют из приведенных данных в согласии с оценками Краснопольского [37] по спектроскопии полос CO_2^+ на "Маринерах-6, 7" и Курта и др. [35] по измерениям с "Марса-3" свечения линии 1304 Å.

На рис. 43 не указаны концентрации CO^+ . На основе данных таблиц 7 и 8 можно заключить, что они примерно равны N_2^+ в согласии с расчетом [37] (см. рис. 33).

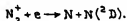
§ 2. Фотохимия азота

Ионосферные процессы оказывают существенное воздействие на химический состав нейтральной атмосферы. Одним из результатов этого воздействия является образование соединений азота. Наиболее обильная из этих компонент – окись азота NO – была обнаружена масс-спектрометрами на спуске "Викингов" (см. рис. 30) в концентрациях $[\text{NO}]/[\text{CO}_2] \approx 7 \cdot 10^{-5}$ на 120 км. Фотохимия азота на Марсе была рассмотрена в работах Юнга и др. [71] и Мак-Элроя и др. [72].

Образование атомного азота согласно [71] происходит главным образом при диссоциации N_2 фотоэлектронами



Анализ процесса (Оран и др. [73]) показывает, что около половины всех атомов N должны быть в возбужденном метастабильном состоянии ^2D , которое может давать свечение линии 5200 \AA , с радиативным временем около земных суток. Химическая активность атомов азота в состоянии ^2D значительно выше, чем в основном состоянии ^4S . Другой механизм образования N – рекомбинация ионов N_2^+ :



Однако большая часть N_2^+ гибнет в перезарядке с CO_2 . Рассчитанные скорости процессов образования N и $\text{N}(^2\text{D})$ показаны на рис. 44. На

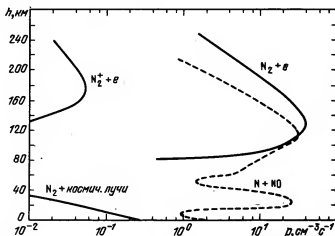
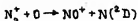
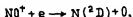


Рис. 44. Скорости рождения и гибели нечетного азота (Юнг и др. [71]).

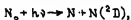
нем, как и в [71], не учтены процессы



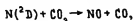
и



вклад которых несколько превосходит вклад рекомбинации N_2^+ , а также преддиссоциации N_2 в области спектра 800 - 1000 Å



вклад которой сопоставим с вкладом фотоэлектронной диссоциации. Процессы образования атомного азота неоднократно рассматривались применительно к земной атмосфере (см. Оран и др. [73], Стробел и др. [74], Огава и Кондо [75], Краснополский [76]) и одинаковы в атмосферах планет земной группы. Оценка выхода $N(^2D)$ в них указана в соответствии с фотохимическими расчетами для земной атмосферы. Практически все атомы $N(^2D)$ превращаются в NO :



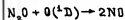
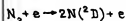
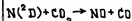
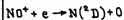
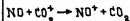
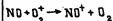
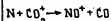
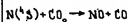
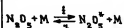
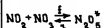
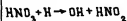
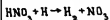
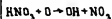
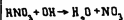
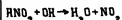
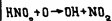
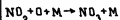
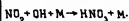
поскольку физическое гашение проходит без сохранения спина. Окись азота в дальнейшем вступает в разнообразные реакции с нечетным кислородом O , O_3 и нечетным водородом H , OH и HO_2 , образуя другие окислы NO_2 , NO_3 , N_2O_5 , N_2O_4 и кислоты HNO_2 и HNO_3 . Как и на Земле, гибель азотных соединений происходит в реакции $N + NO \rightarrow N_2 + O$, либо при попадании на поверхность планеты. В табл. 9

дан список реакций с участием соединений азота и их коэффициентов скорости. В расчете использовались концентрации нечетного кислорода и водорода из работы Конга и Мак-Элроя [77]. Были получены решения для двух типов граничных условий: пассивная поверхность, потоки компонент на которой равны нулю, и поверхность со стоком, где потоки $\Phi_i = -\gamma_i n_i v_i$ при $k = 0$. Здесь v_i - тепловая скорость молекулы, γ_i - коэффициент соответствующей гетерофазной реакции. Рассчитанные концентрации азотных соединений для пассивной поверхности показаны на рис. 45. Наиболее обильны NO , N , NO_2 ; концентрации N_2O_4 составляют $\approx 10 \text{ см}^{-3}$ и поэтому не показаны. Таким образом, голубая дымка на Марсе не может быть вызвана N_2O_4 (см. Саган и др. [78]).

Таблица 9

Химические реакции с участием соединений азота и их коэффициенты скорости (для фотолиза в с^{-1} для оптически тонкой атмосферы, для реакций двойных и тройных столкновений в $\text{см}^3/\text{с}$ и $\text{см}^6/\text{с}$) (Юнг и др. [71])

$\text{NO} + h\nu \rightarrow \text{N}(^4\text{S}) + \text{O}(^3\text{P})$	$J_1 = 1,724 \cdot 10^{-4}$
$\text{NO}_2 + h\nu \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	$J_2 = 1,767 \cdot 10^{-4}$
$\text{NO}_3 + h\nu \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$J_3 = 4,31 \cdot 10^{-3}$
$\text{N}_2\text{O}_5 + h\nu \rightarrow \text{NO}_2 + \text{NO}_3$	$J_4 = 3,32 \cdot 10^{-5}$
$\text{HNO}_2 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{NO}$	$J_5 = 5,6 \cdot 10^{-4}$
$\text{HNO}_3 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{NO}_2$	$J_6 = 3,71 \cdot 10^{-5}$
$\text{N}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}(^1\text{D})$	$J_7 = 3,19 \cdot 10^{-7}$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{NO} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}$	$k_0 = 2,2 \cdot 10^{-11}$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{OH} \rightarrow \text{NO} + \text{H}$	$k_1 = 6,8 \cdot 10^{-11}$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{O}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	$k_2 = 1,5 \cdot 10^{-11} \exp(-3580/T)$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{NO}_2 \rightarrow \text{N}_2\text{O} + \text{O}$	$k_3 = 7,9 \cdot 10^{-12}$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{NO}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{NO}$	$k_4 = 6,1 \cdot 10^{-12}$
$\text{N}(^4\text{S}) + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$k_5 = 2,0 \cdot 10^{-12} T^{\frac{1}{2}} \exp(-1200/T)$
$\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	$k_6 = 1,5 \cdot 10^{-12} \exp(-1330/T)$
$\text{NO} + \text{O} \rightarrow \text{NO}_2 + h\nu$	$k_7 = 6,4 \cdot 10^{-17}$
$\text{NO} + \text{O} + \text{M} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{M}$	$k_8 = 6,0 \cdot 10^{-33} \exp(965/T)$
$\text{NO} + \text{OH} + \text{M} \rightarrow \text{HNO}_2 + \text{M}$	$k_9 = \frac{1,8 \cdot 10^{-11} \exp(806/T)}{2,3 \cdot 10^{20} + \text{M}}$
$\text{NO} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{NO}_2$	$k_{10} = 2,0 \cdot 10^{-11} \exp(-1200/T)$
$\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$	$k_{11} = 1,3 \cdot 10^{-13} \exp(-2475/T)$
$\text{NO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$k_{12} = 9,1 \cdot 10^{-12}$



$$k_{13} = \frac{3,5 \cdot 10^{-13} \exp(880/T)}{2,6 \cdot 10^{18} + \text{M}}$$

$$k_{14} = 5,0 \cdot 10^{-31}$$

$$k_{15} = 1,6 \cdot 10^{-11} \exp(-1860/T)$$

$$k_{16} = 5,0 \cdot 10^{-13}$$

$$k_{17} = 8,9 \cdot 10^{-14}$$

$$k_{18} = 1,0 \cdot 10^{-11} \exp(-1860/T)$$

$$k_{19} = 1,0 \cdot 10^{-12} \exp(-1180/T)$$

$$k_{20} = 1,0 \cdot 10^{-11} \exp(-1180/T)$$

$$k_{21} \stackrel{1}{=} 1,0 \cdot 10^{-12}$$

$$k_{21} \stackrel{2}{=} \frac{1,0 \cdot 10^3 + \text{M}}{2,6 \cdot 10^{19} + \text{M}} + 1,0 \cdot 10^7$$

$$k_{22} \stackrel{1}{=} 0,9 \cdot 10^{-5} \exp(-9700/T)$$

$$k_{22} \stackrel{2}{=} 3,7 \cdot 10^{-11}$$

$$k_{23} < 1,0 \cdot 10^{-19}$$

$$k_{24} = 1,8 \cdot 10^{-10}$$

$$k_{25} = 1,0 \cdot 10^{-11}$$

$$k_{26} = 6,8 \cdot 10^{-10}$$

$$k_{27} = 1,2 \cdot 10^{-10}$$

$$k_{28} = 1,0 \cdot 10^{-7} \exp(T/1000)^{-1,5}$$

$$k_{29} = 1,8 \cdot 10^{-13}$$

$$k_{30}$$

$$k_{31}$$

$$k_{32} = 3,0 \cdot 10^{-10} \exp(430/T)$$

$N_2^+ + e \rightarrow N(^2D) + N(^2D)$	k_{33}
$\rightarrow N(^2D) + N(^4S)$	k_{34}
$\rightarrow N(^4S) + N(^4S)$	k_{35}
$N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N(^2D), 90-100\%$	$k_{36} = 1,4 \cdot 10^{-10} \left[\frac{300}{T_i} \right]^{0,44}$
$\rightarrow NO^+ + N(^4S), 0-10\%$	
$N_2^+ + NO \rightarrow NO^+ + N_2$	$k_{37} = 3,3 \cdot 10^{-10}$
$N^+ + CO_2 \rightarrow CO_2^+ + N$	$k_{38} = 1,3 \cdot 10^{-9}$
$N^+ + CO \rightarrow CO^+ + N$	$k_{39} = 5,0 \cdot 10^{-10}$
$N^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + N$	$k_{40} = 3,0 \cdot 10^{-10}$
$N^+ + O_2 \rightarrow NO^+ + O$	$k_{41} = 3,0 \cdot 10^{-10}$
$N^+ + NO \rightarrow NO^+ + N$	$k_{42} = 8,0 \cdot 10^{-10}$
$O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N(^4S)$	$k_{43} = 6,0 \cdot 10^{-13}$
$O^+ + NO \rightarrow NO^+ + O$	$k_{44} = 2,0 \cdot 10^{-11}$

Основную роль в продукции соединений азота играет атомный азот, возникающий в ионосфере. Поэтому азотные соединения в нижней и средней атмосфере появляются в результате переноса из ионосферы, их равновесные концентрации сильно зависят от скорости переноса, т.е. от величины коэффициента турбулентного перемешивания, и от стока на поверхности (рис. 46). При малом стоке $\gamma \leq 10^{-8}$ поверхность можно считать пассивной; при возрастании γ до 10^{-4} концентрации NO меняются в широком интервале высот и весьма значительно; дальнейшее возрастание γ оказывает влияние только на самые нижние слои атмосферы. Все приведенные результаты получены при больших значениях $K = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ вплоть до нижней тропосферы. При меньших K чувствительность решения к выбору скорости стока на поверхности уменьшается.

Если на поверхности сток азотных соединений приводит к образованию стабильных компонент, например, $Ca(NO_3)_2$ и других нитра-

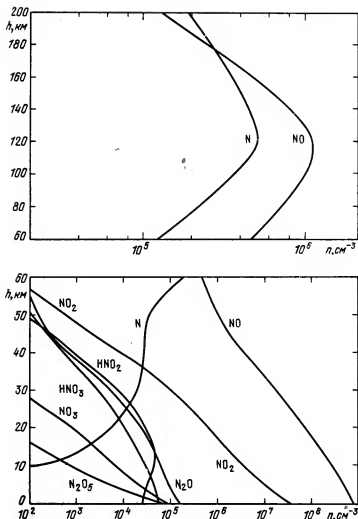


Рис. 45. Расчетные концентрации соединений азота (пассивная поверхность) (Юнг и др. [71]).

тов, которые могут входить в реголит, то при рассчитанной скорости поглощения до $6 \cdot 10^5$ атомов азота на $\text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-1}$ за время существования планеты мог образоваться слой толщиной 3 мм. В прошлом содержание N_2 в атмосфере Марса могло быть выше, и поэтому эта величина не является верхней оценкой.

Рассчитанные концентрации NO оказались ниже измеренных (рис. 47); на наш взгляд, возможной причиной этого является не-

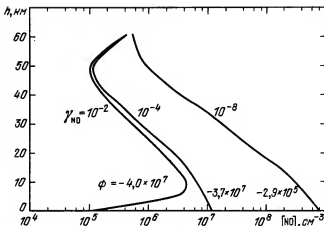


Рис. 46. Зависимость концентраций NO от скорости стока на поверхности (Юнг и др. [71]). Для каждой кривой приведены значения γ -коэффициента скорости взаимодействия NO с поверхностью, и поток NO на поверхность Φ .

учет некоторых процессов образования атомного азота (см. выше). Мак-Элрой и др. [72] проделали аналогичный расчет (кривая ϵ на рис. 47), в котором сечения диссоциации N_2 электронами были взяты в пять раз большими для $E < 40$ эВ, на что указывают измерения Ципфа. Еще больший эффект дает увеличение выхода $N(^2D)$ в процессе электронной диссоциации до 75% при одновременном увеличении сечения диссоциации в три раза при $E < 40$ эВ (кривая ϵ на рис. 47). Для кривой ϵ соответствие расчета и измерений является хорошим; более быстрое убывание NO с высотой вызвано пониженной температурой термосферы во время посадки "Викингов".

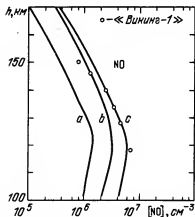
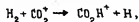


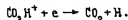
Рис. 47. Окись азота в верхней атмосфере Марса (Мак-Элрой и др. [72]). Точки — измерения; кривая a воспроизведена из расчета Юнга и др. [71]; b — расчет для сечений диссоциации N_2 фотоэлектронами, увеличенных в пять раз; c — то же при увеличении выхода $N(^2D)$ до 75%.

§ 3. Диссоциация H_2 и диссипация атомного водорода

Другим важным следствием ионосферных процессов является диссоциация молекулярного водорода в результате реакций



и



Коэффициент скорости первой реакции равен $k = 1,4 \cdot 10^{-9} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$; коэффициент рекомбинации $CO_2 H^+$ принимают равным $3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Молекулярный водород образуется в нижней атмосфере в результате взаимодействия продуктов фотоллиза H_2O и CO_2 . Он достигает ионосферы, где частично подвергается диссоциации. Образующиеся потоки атомов водорода направлены вниз и вверх от ионосферного максимума. Поток вверх полностью диссипирует вместе с некоторым количеством молекул H_2 . Поток диссипации определяется выражением

$$\Phi = n_c \sqrt{\frac{kT}{2\pi m}} \left(1 + \frac{\gamma M m}{kT R_c} \right) e^{-\frac{\gamma M m}{kT R_c}}.$$

Здесь n_c — концентрация диссипирующей компоненты на критическом уровне, где длина свободного пробега равна шкале высот (на Марсе — $200 \div 250 \text{ км}$ в зависимости от солнечной активности), T — температура, m — масса молекулы, γ — гравитационная постоянная, M — масса планеты, R_c — расстояние от центра планеты до критического уровня. Показатель в экспоненте представляет собой отношение гравитационной энергии молекулы в поле тяготения планеты к ее тепловой энергии.

Вопрос о диффузии и диссипации H_2 и H в термосфере Марса был рассмотрен Андерсоном [46] применительно к наблюдениям свечения 1216 Å с "Маринеров-6, 7, 9". Для этой цели был использован профиль электронной концентрации и принято, что $[CO_2^+] = 0,3 n_e$. Этот профиль CO_2^+ соответствовал ионосферной модели Барта и др. [32] и является, по-видимому, несколько завышенным (см. § 1).

Коэффициент турбулентного перемешивания был принят $K = 5 \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$, независимо от высоты, что также несколько выше данных K для высот около ионосферного максимума (см. § 10 гл. I). В качестве условия на нижней границе (80 км) задавалась относительная концентрация H_2 , которая варьировалась таким образом, чтобы достичь

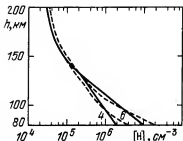


Рис. 48. Зависимости концентраций атомного водорода от высоты. Сплошные кривые — данные измерений с "Маринеров-6, 7" и "Маринера-9" (модели 4 и 6; см. рис. 25); штриховые линии — результаты фотохимического расчета при $f_{H_2} = 2 \cdot 10^{-5}$ (Андерсон [46]).

наилучшего соответствия с данными измерений. Согласно этим данным при пролетах "Маринеров-6, 7", $n_e = 2,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $T_e = 350 \text{ К}$; оптическая толщина $\tau = 2,2^{+1,2}_{-0,6}$ на 80 км. На рис. 48 показан профиль $[H]$, полученный по данным измерений линии 1216 Å, и вычисленный при относительном содержании $f_{H_2} = 2 \cdot 10^{-5}$ на 80 км.

Согласие наблюдается не только по общему характеру зависимости $[H]$ от высоты, но и по величине τ . На рис. 49 показаны зависимости $[H_2]$ от высоты и величины продукции атомного водорода $p(z)$ в реакциях $H_2 + CO_2^+$ для полученного решения. Температура атмосферы принята равной 350 К, фактор термодиффузии — 0,25, и полученный поток диссипации $\Phi = 1,4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Концентрация H_2 на критическом уровне на порядок величины выше, чем $[H]$. Зависимость от высоты потоков атомного и молекулярного водорода показана на рис. 50. Поток H_2 из нижней атмосферы составляет $3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, в ионосфере основная часть молекул H_2 диссоциирует и лишь 10% диссипирует. Диссоциация H_2 приводит к появлению диссипирующего и нисходящего потоков H .

Выше отмечалось, что принятые значения K и $[CO_2^+]$ являются несколько завышенными. Уменьшение K ведет к увеличению $[H_2]$ в ионосфере при неизменных концентрациях на нижней границе, поэтому произойдет частичная компенсация и результирующие значения скорости диссоциации H_2 , по-видимому, изменятся не слишком сильно.

Далее, используя полученную модель, варьировались значения концентрации H на критическом уровне, чтобы достичь согласия с измерениями на "Маринере-9", которые давали $\tau = 5^{+5}_{-1}$ на 80 км.

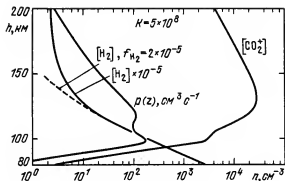


Рис. 49. Высотные зависимости CO_2^+ , H_2 и скорости образования H (Андерсон [46]).

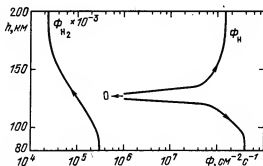


Рис. 50. Поток H и H_2 в верхней атмосфере Марса (Андерсон [46]).

При этом считались неизменными величины $[\text{CO}_2^+]$, K , f_{H_2} и T . Действительно, как убедимся в дальнейшем, характерное время накопления H_2 составляет 200 лет, и f_{H_2} не могло существенно измениться.

По данным "Маринера-9" температура стала 325 К вместо 350 К по измерениям на "Маринерах-6, 7", профиль электронной концентрации почти не изменился. Соответствие измерения линии 1216 Å получается при $n_e = 3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ и $\Phi_{\text{H}} = 1,7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ (см.

рис. 48). Разница в $[\text{H}]$ для двух решений составляет 20% на критическом уровне и является пятикратной на 80 км. Она вызвана уменьшением нисходящего потока H на 20%. Это уменьшение может произойти за счет K , если, например, в период измерений на "Мари-

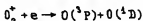
нере-9* атмосфера была более стабильной и турбулентные процессы были менее интенсивны, либо за счет уменьшения стока Н в нижней атмосфере.

Таким образом, оптическая толщина термосферы в линии 1216 Å и содержание Н на 80 км очень чувствительны к малым изменениям потока Н. На наш взгляд, эта высокая чувствительность ставит под сомнение справедливость исходной предпосылки – постоянство $[CO_2^+]$, K , f_{H_2} , T для условий наблюдений на "Маринерах-6, 7" и на "Маринере-9". Например, изменения температуры от 350 К и 325 К связано с увеличением n_e в 1,4 раза при неизменном потоке диссипации. Однако сам факт столь сильной зависимости представляется интересным.

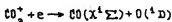
§ 4. Нетермическая диссипация и изотопный состав кислорода и азота

Кислород. Если средний поток диссипации водорода составляет $10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, то за время существования планеты $4,5 \cdot 10^9$ лет полное количество потерянной воды составит слой толщиной 2 м. Освободившийся кислород должен был бы превысить наблюдаемые количества в атмосфере Марса в 10^4 раз. Оказывается, однако, что имеются механизмы нетермической диссипации (Мак-Элрой [79]), которые препятствуют накоплению кислорода.

Параболическая скорость, необходимая для преодоления поля тяготения Марса, составляет 4,7 км/с на критическом уровне. Соответствующая энергия атома кислорода равна 1,97 эВ. Между тем в процессах диссоциативной рекомбинации



и



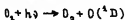
атомы кислорода получают кинетическую энергию, равную 2,5 и 4 эВ соответственно, и могут покинуть атмосферу Марса. Поток диссипации атомного кислорода при этом равен

$$\Phi_e = 0,5 \alpha n_{ec}^2 N_e.$$

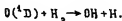
Здесь n_{ec} – концентрация электронов на критическом уровне, приблизительно равная концентрации ионов O_2^+ ; $\alpha = 2,2 \cdot 10^{-7} \frac{300}{T_e} \text{ см}^3/\text{с}$ –

коэффициент рекомбинации O_2^+ ; N_e – шкала высот плазмы. Коэффи-

инент 0,5 связан с тем, что n_e^2 имеет шкалу высот 0,5 H_e ; далее, диссипирует только половина атомов кислорода, имеющая направление скорости вверх, но каждый акт рекомбинации дает два атома O. Для условий измерений на "Маринерах-6, 7" высота критического уровня 250 км, $n_{ec} = 1,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, $H_e = 46 \text{ км}$, $\alpha \approx 10^{-7} \text{ см}^3/\text{с}$. Отсюда следует $\Phi_0 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. С учетом некоторого вклада диссоциации CO_2 фотоэлектронами, которая также может давать атомы кислорода с кинетической энергией, превышающей 2 эВ, получается, что поток диссипации атомного кислорода вдвое меньше, чем атомного водорода, т.е. как раз в том отношении, в каком связаны H и O в молекуле воды. Эта связь не является случайной: более детальный анализ, выполненный Мак-Элроем и Донахью [80], а также Лью и Донахью [81], показал, что уменьшение потока Φ_0 , например, при понижении солнечной активности, ведет к увеличению содержания кислорода и озона в нижней атмосфере. При неизменной скорости диссоциации воды продукция H_2 в нижней атмосфере останется примерно на том же уровне, но доля H_2 , поступающего в верхнюю атмосферу, сократится из-за увеличения разрушения H_2 в нижней атмосфере в процессах



и

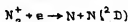


Таким образом, уменьшение диссипации O приведет к уменьшению диссипации H и будет поддерживаться прежняя пропорция $2\Phi_0 = \Phi_H$.

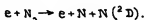
Нетермическая диссипация атомного кислорода должна приводить к обогащению атмосферы тяжелым изотопом ^{18}O . Наземные измерения полос поглощения $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ и $^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$ показали, что изотопный состав кислорода и углерода на Марсе тождественен земному (Мороз [1, 25]). Значительно более точные измерения были выполнены на "Викингах" (см. § 6 и табл. 5), которые подтвердили этот вывод. Анализ обогащения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в результате нетермической диссипации за время существования планеты показал (Нир и др. [82]), что величина обогащения менее 3% предполагает существование огромного резервуара кислорода в виде CO_2 или H_2O на или под поверхностью планеты, с содержанием этих компонент в количествах, эквивалентных атмосфере с давлением в 2 бара.

Азот (Нир и др. [82], Мак-Элрой и др. [83]). В отличие от C и O, азот на Марсе значительно обогащен изотопом ^{15}N ; величина

на $f = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N} = 0,0064$ и в 1,75 раза выше, чем на Земле. Обогащение вызвано нетермической диссипацией при рекомбинации N_2^+ и фотоэлектронной диссоциации



и



Рекомбинация дает атомы азота со скоростями 4,96 км/с и 4,7 км/с для ${}^{14}\text{N}$ и ${}^{15}\text{N}$. Чтобы образовать атомы N с достаточными скоростями при фотоэлектронной диссоциации, молекула N_2 должна получить энергию возбуждения более 15,6 эВ. При энергии более 19 эВ будет происходить ионизация. Около 16% всех распадов N_2 в области энергии 15,6 – 19 эВ дают атомы N со скоростями, достаточными для диссипации.

Если первоначально в атмосфере изотопное отношение азота было равно земному, то по измеренному обогащению можно получить количество азота в начальный момент времени.

В расчет вводится параметр $R = f_c / f$, определяющий величину ${}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ на критическом уровне относительно нижней атмосферы. Он зависит от коэффициента турбулентного перемешивания K , чем больше K , тем ближе R к единице. Обогащение ${}^{15}\text{N}$ в настоящее время f относительно первоначальной атмосферы $f(t) = f(t)/f(0)$. Предположим, что на критическом уровне вероятность покинуть атмосферу одинакова для обоих изотопов, и обогащение ${}^{15}\text{N}$ в атмосфере происходит только из-за обеднения на критическом уровне. Тогда $d({}^{15}\text{N}) = f_c d({}^{14}\text{N})$ или

$$\frac{d({}^{15}\text{N})}{{}^{15}\text{N}} = R \frac{d({}^{14}\text{N})}{{}^{14}\text{N}}.$$

Параметр R определяется величиной K и не зависит от количества азота, если азот является малой компонентой; поэтому будем

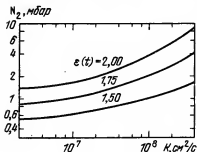


Рис. 51. Исходное количество N_2 (в миллибарах парциального давления) в атмосфере Марса $4,5 \cdot 10^9$ лет назад, полученное путем расчета при разных значениях коэффициента перемешивания. Каждая кривая соответствует указанной величине обогащения ${}^{15}\text{N}$ в настоящее время. Поверхность принята пассивной (Нир и др. [82]).

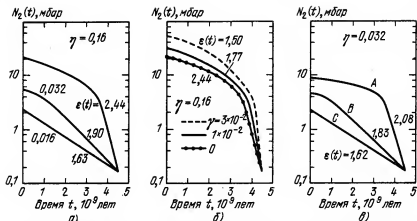


Рис. 52. Зависимость от времени количества N_2 в атмосфере Марса.

Расчет проделан для разных η — эффективностей диссипации при диссоциации N_2 фотоэлектронами: а) — поверхность принята пассивной (Мак-Элрой и др. [83]); б) — то же для активной поверхности для трех значений скорости гетерофазных реакций HNO_2 и HNO_3 на поверхности при $\eta = 0,16$; в) — расчет для $\eta = 0,032$, $\gamma = 0$ и климатических изменений давления CO_2 : А — $p < 0,65$ мбар 30% времени существования планеты, В — $p = 65$ мбар 30% времени, С — то же 10% времени.

считать R константой. Тогда $^{15}N(t)/^{15}N(0) = [^{14}N(t)/^{14}N(0)]^R$; умножив правую и левую части на $^{14}N(0)/^{14}N(t)$, получим $\epsilon(t) = [^{14}N(0)/^{14}N(t)]^{1-R}$. На рис. 51 показаны зависимости исходного количества азота в атмосфере 4,5 млрд. лет назад от величины коэффициента турбулентного перемешивания для разных значений обогащения.

При $K \approx 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ измеренное $\epsilon(t) = 1,75$ дает количество N_2 в прошлом около 2 мбар, т.е. на порядок величины больше, чем в настоящее время.

В приведенном расчете несущественно, какие конкретные реакции приводят к диссипации N_2 и какова их эффективность. В нем сравниваются лишь исходные и конечные отношения изотопов в предположении пассивной поверхности.

Изменение количества N_2 от времени для случая пассивной (не поглощающей N_2) поверхности показано на рис. 52, а для различных η — величин эффективности диссипации при разложении N_2 фотоэлектронами. Согласие с измерениями наблюдается при $\eta = 0,016 - 0,032$,

что дает исходные давления N_2 2 – 5 мбар. При таких значениях η оба процесса диссипации – фотоэлектронный удар и рекомбинация – имеют примерно одинаковую эффективность.

Таким образом, согласие с измерениями для случая пассивной поверхности требует эффективности диссипации при электронном ударе, которая почти в десять раз ниже расчетной. Если же значительная часть исходного количества атмосферного азота была поглощена поверхностью в результате гетерогенных реакций с HNQ_2 и HNQ_3 , то наблюдаемое обогащение может быть получено и для расчетного значения $\eta = 0,16$ (рис. 52, б). Однако исходные количества N_2 в атмосфере оказываются при этом на порядок величины более высокими и составляют 30 мбар.

На рис. 52, б показаны результаты расчета для $\gamma = 0$ (пассивная поверхность), $\eta = 0,032$ при различных климатических изменениях давления CO_2 : кривая А, когда давление CO_2 было менее 0,65 мбар в течение трети всего времени существования планеты, кривая В и С, для которых давление CO_2 достигало 65 мбар в течение 30 и 10% времени.

Описанные результаты получены в предположении, что причиной обогащения ^{15}N является диффузионное обогащение изотопом ^{14}N на критическом уровне. Уоллис [84] учел, что скорость V^* , получаемая атомами N при рекомбинации, близка к критическому значению V_c . При этом вероятность диссипации в значительной мере определяется величиной параметра $\chi = (V^* - V_c)/V_i$, где V_i – тепловая скорость. Кроме того, он более детально рассмотрел возможность диссипации, задавая плотность атмосферы по барометрической формуле вместо приближенного описания, когда принимается отсутствие диссипации ниже уровня экзобазы и пренебрегают столкновениями выше этого уровня. Тогда вероятность диссипации при рекомбинации равна 42% для ^{14}N и 24% для ^{15}N . Если согласно [82 и 83] $R = 0,82$, т.е. происходило обеднение ^{15}N на 18% на экзобазе относительно нижней атмосферы при $K = 3 \cdot 10^8$ см²/с, то теперь при наличии только рекомбинационного механизма $R = 0,82 \frac{0,24}{0,42} = 0,42$.

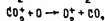
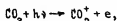
При наличии других механизмов, например, при электронном ударе, когда вероятность диссипации ^{14}N и ^{15}N примерно одинакова, $R = (0,42 + 0,82\beta)/(1 + \beta)$, где β – отношение скоростей диссипации при электронном ударе и в результате рекомбинации. Согласно расчету при $\beta = 0$ обогащение составило бы $\xi(t) = 1,51$ вместо 1,75. Определить параметр β и отношение исходных и конечных количеств N_2 при условии пассивной поверхности можно с помощью

$$\frac{{}^{14}N(t)}{{}^{14}N(0)} = 1,51^{-(1+\beta)} = 1,75^{-\frac{1}{1+\beta}}$$

В результате получается $\beta = 4,3$ и полное количество N_2 в исходный момент 1,4 мбар. Уоллис рассматривает также и другую возможность, когда в прошлом преобладал рекомбинационный механизм и $R = 0,42$ ($\beta = 0$). Для этого случая он дает $N(0)/N(t) = 2,6$, хотя из приведенного выше соотношения получается 1,51. Приведенный анализ позволяет заключить, что в прошлом давление N_2 на Марсе достигало величин 1 – 30 мбар. Этот вывод имеет важное значение для изучения эволюции Солнечной системы.

§ 5. Диссоциация CO_2

Другим существенным следствием ионосферных процессов является диссоциация CO_2 . Действительно, нетрудно убедиться в том, что каждый акт ионизации CO_2 и O приводит к образованию CO и O :



В итоге $CO_2 + h\nu \rightarrow O + CO$. Такой же результат дает рекомбинация CO_2^+ ; для O^+ этим процессам предшествует перезарядка с CO_2 .

Следовательно, на ионосферных высотах идет довольно интенсивное образование O и CO . Реакции тройных столкновений, в которых могут образовываться O_2 и CO_2 из этих продуктов, здесь неэффективны из-за малости концентраций участвующих компонент ($[CO_2] = 2,4 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$ в ионосферном максимуме, $f_0 = (1 - 3)\%$, $f_{CO} \approx 1\%$). Малость относительных концентраций O и CO в конце шестидесятых годов представляла проблему, поскольку на Земле, где $[O_2] = 2,4 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$ на 125 км, $[O]/[O_2] \approx 2$, т.е. в 100 раз больше. Причина тому кроется в значительно более высоких скоростях турбулентного перемешивания на Марсе.

Для расчета диссоциации CO_2 необходимо знать сечения поглощения CO_2 , квантовый выход диссоциации и интенсивности солнечного ультрафиолетового излучения. Сечения взяты по измерениям Ли

и др. [85] для $\lambda < 700 \text{ \AA}$, Накаты и др. [86] для области $700 - 1700 \text{ \AA}$ и Шеманского [87] для $1700 - 2100 \text{ \AA}$. Квантовый выход диссоциации принят равным единице везде, кроме области $\lambda < 400 \text{ \AA}$, где возможна фотоэлектронная ионизация и диссоциация, которая рассчитывалась по данным Фокса и Далгарно [66] и увеличивала выход диссоциации более единицы, и кроме области $1950 - 2100 \text{ \AA}$, где в сечении экстинкции значительный вклад дает рэлеевское рассеяние. Поскольку с увеличением длины волны интенсивность солнечного излучения быстро растет, поправка на рэлеевское рассеяние оказывается существенной. Интенсивность солнечного УФ-излучения была заимствована из работ Хинтереггера [62] и Саймона [88]; зависимость концентрации CO_2 от высоты взята в соответствии с рис. 20 и 36. Так как наиболее точные определения O и CO были получены из спектроскопических наблюдений, то использовалась модель атмосферы, соответствующая условиям измерений на "Маринерах" (Краснопольский [37]). Расчет проводился для $z_\odot = 60^\circ$; чтобы результаты соответствовали глобально средним условиям, полученные значения были поделены на два. Результаты представлены на рис. 53.

Достаточно эффективные процессы уничтожения O и CO происходят в нижней атмосфере, и ими можно пренебречь вплоть до высот $50 - 60 \text{ км}$. Это делает простым расчет концентраций этих компонент при $h > 60 \text{ км}$:

$$\Phi_i(h) = -(K + D_i) \frac{dn_i}{dh} - n_i \left(\frac{K}{H} + \frac{D_i}{H_i} \right) = - \int_h^\infty p(x) dx.$$

Величина $\int_h^\infty p(x) dx$ приведена на рис. 53; $D_i \approx 5 \cdot 10^{18} / [\text{CO}_2] \text{ см}^2/\text{с}$.

Особенно упрощается расчет при $h \lesssim 100 \text{ км}$, где $K \gg D$;

$$\begin{aligned} \Phi_i(h) &= -K \left(\frac{dn_i}{dh} + \frac{n_i}{H} \right) = -K [\text{CO}_2] \frac{df_i}{dh} = - \int_h^\infty p(x) dx, \\ f_i(h) &= \int_{60 \text{ км}}^h \frac{\int_x^\infty p(y) dy dx}{K(x) [\text{CO}_2]} + f_i(60 \text{ км}). \end{aligned}$$

Как и в нижней атмосфере, $f_{\text{CO}} = 8 \cdot 10^{-4}$ на 60 км . Значение f_0 на

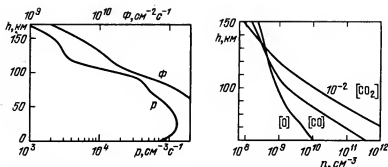


Рис. 53. Скорость диссоциации $\text{CO}_2(\rho)$ и поток O и $\text{CO}(\Phi)$ в атмосфере Марса (Краснопольский [431]).

Рис. 54. Зависимость концентраций CO и O от высоты при $K = 4 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ (Краснопольский [431]).

60 км неизвестно, однако поскольку f_0 быстро растет с увеличением высоты и на высотах более 80 км много больше f_0 (60 км), то требования к точности f_0 (60 км) весьма слабые, и можно принять $[\text{O}] \approx 10^{10} \text{ см}^{-3}$ на 60 км ($f_0 = 2,5 \cdot 10^{-5}$).

Результаты расчета при $K = 4 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ не зависящем от высоты, показаны на рис. 54. Для CO интеграл в формуле для f_i меньше $8 \cdot 10^{-4}$ вплоть до 90 – 100 км, и поэтому ниже относительное содержание CO постоянно. Выше 150 км для концентраций O и CO можно принять диффузионное равновесие. Для CO на высотах 90 – 150 км, а для O – при $h < 150$ км концентрации не могут быть описаны барометрической формулой ни со средней, ни с собственной шкалой высот, и часто встречающееся приближение, когда принимается распределение со средней шкалой высот ниже турбопаузы (117 км в нашем случае) и с собственной шкалой высот выше турбопаузы, здесь неприемлемо. Это вызвано тем, что окись углерода и атомный кислород не находятся в диффузионном равновесии, когда поток этих компонент равен нулю.

Рассчитанная величина $f_{\text{CO}} = 1\%$ в ионосферном максимуме на 135 км находится в согласии с результатами измерений (§ 5 гл. I). Расчет дает $f_0 \approx f_{\text{CO}}$ на этой высоте, что также подтверждается измерениями. Следует заметить, что соответствие расчета и наблюде-

ний происходит при $K = 4 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$; близкая величина ($5 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$) была получена Изаковым [60] при интерпретации масс-спектрометрических наблюдений на "Викингах". Зависимость K от высоты выше 130 км незначительно влияет на распределение CO_2 и O .

§ 6. Диффузия и диссоциация водяного пара

Перейдем теперь к рассмотрению вопросов фотохимии атмосферы Марса ниже 60 км. В ней очень существенная роль отводится водяному пару. Расчет вертикального распределения и диффузии H_2O был выполнен Краснопольским, Паршевым и др. [18, 58].

Как упоминалось ранее (см. § 3 гл. I), в результате измерений со спутника "Марс-5" в атмосфере Марса, на высоте 25 – 30 км, обнаружен слой аэрозоля, состоящий, по-видимому, из ледяных частиц. В связи с этим возникает вопрос: а может ли водяной пар проникнуть в достаточном количестве на эту высоту? Ведь существует и широко распространена точка зрения, согласно которой почти весь водяной пар в атмосфере Марса сосредоточен в нескольких (~3) километрах около поверхности (см., например, Хесс [89]).

Проблема воды на Марсе связана с поисками биологических форм на планете, с ее геохимией, происхождением и эволюцией и с аэрономией. К настоящему времени накоплен большой материал по наземным и орбитальным наблюдениям водяного пара. Однако экспериментальные данные о его высотном распределении весьма ограничены. Основным результатом в этой области являются измерения эффективной температуры водяного пара в полуденные часы на низких и средних широтах, которая равна 225 К и несколько превышает среднюю температуру атмосферы. Этот факт указывает на избыточное содержание воды в нижних слоях атмосферы. Позднее по данным "Викингов" стало известно, что водяной пар равномерно перемешан с аэрозолем в тропосфере. Отдельные аспекты проблемы распределения водяного пара содержатся в работах Хесса [89], Фармера [90], Флазара и Гуди [91]. Мы предложили решить этот вопрос с помощью расчета диффузии водяного пара в атмосфере, с учетом конденсации на поверхности и в пограничном слое.

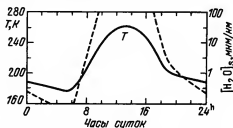
Известно, что количество водяного пара сильно зависит от широты, сезона, местного времени и меняется от места к месту. Таким образом, данные наблюдений для анализа должны быть тщательно отобраны. Мы будем использовать данные для низких широт при $L_s = \pm 20^\circ$. Такой выбор позволяет использовать как измерения на "Маринере-9" (температуры поверхности и атмосферы, количества водяного пара) после окончания пылевой бури, так и результаты "Марса-5". Наземные наблюдения суточных вариаций (серии утреннего терминатора; см. рис. 14) также соответствуют этим условиям.

Приповерхностный слой. Среднее содержание водяного пара на низких широтах составляет 15 мкм осажженной воды, что соот-

ветствует концентрации у поверхности порядка нескольких микрон на километр. На рис. 55 представлены суточный ход температуры поверхности на тропиках 17.11.1972 г. по данным ИК-радиометрии на "Маринере-9" (Киффер и др. [92]) и соответствующая ему зависимость концентрации насыщенного пара. Условия конденсации на поверхности выполняются в течение половины суток, причем за счет тепловой инерции она сдвинута на час относительно моментов восхода и захода Солнца.

В холодное время суток происходит повышенная адсорбция воды поверхностными породами, которая в теплое время возвращается в атмосферу. Для нашего анализа несущественно соотношение между

Рис. 55. Зависимость температуры поверхности и концентрации насыщенного водяного пара $[H_2O]_s$ (штриховые линии) от времени суток.



адсорбцией и конденсацией, и мы будем рассматривать только последнюю. Температура основной части тропосферы подвержена малым суточным изменениям. Поэтому ночью у поверхности возникает глубокий температурный минимум, который после восхода Солнца постепенно поднимается вверх, становясь все менее глубоким. Это происходит в нижнем слое атмосферы толщиной порядка 1 км. Полное исчезновение температурной инверсии произойдет, по-видимому, через 4 - 5^h после восхода Солнца (более полное описание температурного профиля пограничного слоя дано Хессом [89] и Гиришем и Гуди [93]). Поэтому поверхностный иней после восхода Солнца быстро испаряется и конденсируется в области температурной инверсии в виде ледяного тумана.

Диффузия водяного пара в атмосфере описывается уравнением

$$\frac{\partial n}{\partial t} = K \left[\frac{\partial^2 n}{\partial h^2} + \frac{1}{H} \frac{\partial n}{\partial z} \right],$$

где $n = [H_2O]$, K - коэффициент турбулентной диффузии, который принят не зависящим от высоты, H - шкала высот. Член $\partial T / \partial z$ мал и исключен из уравнения. Это обычная форма одномерного уравнения диффузии при отсутствии источников и стоков в приближении малой компоненты и при постоянных K и H в области высот 0 - 20 км, в которой нет конденсации (за исключением пограничного слоя). Положение верхней границы дано у основания аэрозольного слоя согласно измерениям на "Марсе-5". Так как толщина пограничного слоя мала

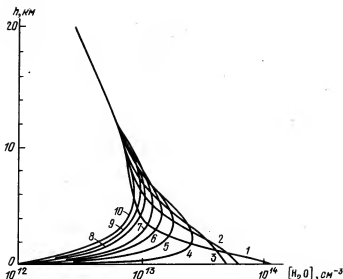


Рис. 56. Вертикальное распределение водяного пара и его суточные вариации (Краснопольский и др. [18, 58]). Номер n кривой дает время $t = n \cdot 2^h$, прошедшее с момента испарения конденсата на поверхности. Полное количество воды (пар + конденсат) равно 15 мкм.

по сравнению со шкалой высот, то для решения несущественно, происходит ли конденсация на поверхности или внутри него. Однако продолжительность конденсации τ (назовем это "ночью") будет теперь более половины суток; наряду с величиной K примем ее параметром расчета и будем варьировать от 12 до 18^h . Ночью концентрации насыщения настолько малы, что можно принять $p = 0$ при $h = 0$. Будем считать, что с наступлением "дня" весь накопившийся конденсат моментально испаряется, и днем поток на нижней границе равен нулю. На верхней границе примем условия диффузионного равновесия, т.е. равенство потока нулю. Отклонения реальной картины от этой идеализированной схемы могут быть компенсированы подбором соотношения дня и ночи. Следует отметить, что если высота температурной инверсии может быть значительно больше уровня 1 км и сравнима со шкалой высот, то приводимые ниже результаты должны быть пересмотрены.

Результаты расчета для $K = 3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ и $\tau = 18^h$ приведены на рис. 56. Десять кривых представляют собой высотные профили водяного пара для различного времени суток с интервалом в 2,4 часа. Распределение водяного пара в верхней части тропосферы испытывает малые суточные вариации и характеризуется не зависящим от высоты отношением в воздушной смеси. Внизу суточные изменения весьма велики. Ночью (кривые 4–10) плотность воды у нижней границы очень мала; она имеет максимальное значение

Таблица 10

Результаты расчета водяного пара для различных значений K и t (Краснопольский и др. [18, 58])

$K, \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$	$t, \text{часы}$	$h_0, \text{км}$	$\alpha, \%$	$\beta, \%$
10^6	12	4,2	14	28
	18	5	24	40
	12	7	22	42
$3 \cdot 10^6$	18	8	43	53
	21	9,3	48	65
	22,5	9,6	65	77
10^7	12	13,5	27	58
	18	15	47	72

Примечание. α — доля избытка H_2O в нижней тропосфере над профилем с постоянным относительным содержанием; β — доля всей атмосферной H_2O , которая конденсируется в течение ночи.

после испарения льда (кривая 1). В дневное время (кривые 1–3) за счет перемешивания плотность водяного пара стремится к равномерному распределению. Если границу между этими двумя областями определить как уровень h_0 , где суточные вариации составляют 25%, то $h_0 \approx 8$ км. Среднее относительное содержание воды

в нижней тропосфере с учетом конденсата выше, чем в верхней.

Можно представить распределение воды в виде двух частей. В первой части она имеет постоянное относительное содержание, равное содержанию в верхней тропосфере. Средние температуры $T_{0i} =$

$$= \int_0^\infty p_i T dh / \int_0^\infty p_i dh \text{ этой части и атмосферы равны } (p_i - \text{плотность}). \text{ Вто-}$$

рая часть есть избыток над этим содержанием в нижней тропосфере, включая конденсат в пограничном слое. Ее температура определяется распределением температуры в нижней тропосфере. Результаты расчета для различных t и K приведены в табл. 10, где также указано максимальное количество конденсата.

Сравнение с данными наблюдений. Избыток нижнего слоя может быть определен по результатам наблюдений, поскольку извест-

но распределение температуры в атмосфере в полуденные часы и средняя температура водяного пара $T_0(\text{H}_2\text{O}) = 225 \text{ K}$. Если использовать температурный профиль по данным "Маринера-9" (см. рис. 36), то средняя температура атмосферы $T_0 = 220 \text{ K}$; согласно Янгу [24] $T_0 = 204 \text{ K}$. Температура приповерхностной атмосферы $T_t = 240 \text{ K}$, и если для водяного пара $T_0(\text{H}_2\text{O}) = 225 \text{ K}$, то избыток водяного пара в нижнем слое над его относительным содержанием в верхней тропосфере, дающий $T_0(\text{H}_2\text{O}) = 225 \text{ K}$, равен 58% при $T_0 = 204 \text{ K}$ и 25% при $T_0 = 220 \text{ K}$. Он может быть получен из соотношения $T_0(\text{H}_2\text{O}) = (1-\alpha)T_0 + \alpha T_t$.

Эти данные, а также суточные изменения содержания водяного пара в атмосфере в 2 - 3 раза (см. рис. 14) хорошо согласуются с результатами расчета при $K = 3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$, $\tau = 18^{\text{h}}$ и при $K = 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$, $\tau = 12^{\text{h}}$. Таким образом, величина коэффициента турбулентной диффузии в тропосфере $K = (3-10) \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$, причем меньшее значение более предпочтительно, так как $\tau = 18^{\text{h}}$ лучше обосновано.

Итак, лишь около половины всего водяного пара составляет избыток нижней тропосферы. Остальная половина распределена в атмосфере с постоянным относительным содержанием вплоть до уровня насыщения в стратосфере. Количество воды в нижних слоях атмосферы, до высоты около 4 км, равно 76% от полного количества при $K = 3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ и $\tau = 18^{\text{h}}$. Температура и количество водяного пара подвержены сильным широтным, сезонным и локальным вариациям. Но чувствительность полученных результатов к этим вариациям исходных данных не слишком велика. Их влияние связано с параметром τ в расчете. Например, уменьшение температуры обычно связано с уменьшением содержания водяного пара, причем влияние того и другого на τ противоположно. Поэтому изменение τ невелико; зависимость результатов расчета от τ показана в табл. 10

(очевидно, для $\tau = 24^{\text{h}}$ водяной пар в атмосфере будет отсутствовать).

Коэффициент турбулентного перемешивания приблизительно не зависит от влажности атмосферы, так что расчеты, выполненные для адекватного набора исходных данных, должны давать достаточно надежные значения K для условий, соответствующих этим данным. В расчете использовались следующие допущения:

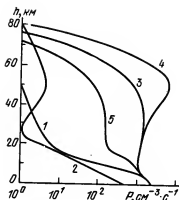
1) малая толщина граничного слоя в сравнении со шкалой высот и чистой (без конденсации) областью атмосферы;

2) одномерное приближение, которое справедливо при

$$\left| \frac{\partial [\text{H}_2\text{O}]}{\partial x} \cdot \frac{\tau_0 v_x}{[\text{H}_2\text{O}]} \right| \ll 1,$$

т.е. модуль скалярного произведения горизонтального градиента

Рис. 57. Скорость P диссоциации водяного пара (Краснопольский и Паршев [18, 94]). Кривая 1 из [95] 2 – из [96], 3 – расчет для стандартных распределений N_2O и T (см. рис. 36 и 56), 4 – то же при $\Delta T = +10^\circ$ и 5 – при $\Delta T = -10^\circ$.



концентраций N_2O на скорость ветра v и $\tau_0 = 24^h$ много меньше [N_2O]. Очевидно, оно справедливо для средних значений.

Диссоциация водяного пара. Фотохимия нижней атмосферы Марса – это прежде всего химия продуктов фотолиза CO_2 и H_2O , и поэтому скорость фотолиза воды играет в ней важную роль.

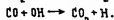
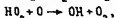
На рис. 57 показаны скорости фотолиза по данным ряда работ. Проанализируем в первую очередь хорошо известную и широко используемую кривую 1 (рис. 1 из работы Хантена и Мак-Элроя [95]). Она построена на основе температурного профиля атмосферы, согласно которому температура атмосферы равна 150 K при $h > 15$ км. Вся совокупность данных по температурному профилю низкоширотной атмосферы (см. рис. 36) показывает, что средняя температура атмосферы на этих высотах на $\approx 20^\circ$ выше, что ведет к увеличению плотности насыщенного пара на два порядка величины. К тому же при построении кривой 1 был использован ряд произвольных допущений о пространственном (высотном и широтном) распределении водяного пара.

Для расчета диссоциации водяного пара были приняты следующие исходные данные: сечение поглощения CO_2 [87] и H_2O [97], спектр солнечного излучения [98] и вертикальный профиль водяного пара для трех профилей температуры: стандартного и отличающихся от него на $\pm 10^\circ$. Результаты расчета при зенитном расстоянии Солнца $z_\odot = 60^\circ$ (что соответствует среднему дневному потоку солнечного излучения) представлены кривой на рис. 57. Рассчитанная величина скорости фотолиза близка к кривой 1 в нижней тропосфере, но превосходит ее на два порядка величины на высотах более 15 км. Зависимость скорости фотолиза от температуры атмосферы довольно велика.

§ 7. Фотохимия нижней атмосферы (средние условия)

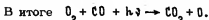
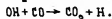
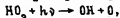
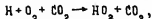
Согласно рис. 53 средняя глобальная скорость фотолиза CO_2 на Марсе равна $10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Соответствующее давлению 6 мбар полное количество CO_2 $N = P/mg = 2 \cdot 10^{23} \text{ см}^{-2}$. Следовательно, время жизни молекулы CO_2 относительно фотолиза равно $2 \cdot 10^{11} \text{ с}$ или около 6000 лет. Если пренебречь влиянием других компонент, то процессами, обратными фотолизу, являются реакции тройных столкновений с образованием O_2 и CO . Возникновение O_2 при этом значительно более вероятно, так как эта реакция, в отличие от реакции с образованием CO_2 , идет с сохранением спина (отношение констант скоростей $\sim 10^4$). Поэтому в атмосфере Марса должны накапливаться значительные количества ($\sim 10\%$) O_2 и CO . Однако измерения дают содержание этих компонент на два порядка величины меньшее.

Мак-Элрой и Донахью [80] предложили следующее решение проблемы существенного ускорения процессов образования CO_2 путем воздействия продуктов фотолиза H_2O :

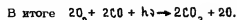
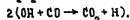
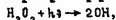
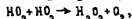
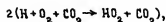


В итоге $\text{O} + \text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$. В результате этой цепи реакций конденсации атомного кислорода должны быть очень малыми на высотах менее 25 км. Чтобы исключить источник O_2 на больших высотах, Мак-Элрой и Донахью [80], а также Лиу и Донахью [81] привлекали очень большие скорости турбулентного перемешивания, соответствующие $K \gtrsim 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$. Концентрации O при этом пропорциональны K^{-1} , а скорость продукции O_2 уменьшается как K^{-2} . Существующие концентрации O_2 тогда определяются равенством скорости образования в тройных столкновениях и гибели при фотолизе O_2 .

Паркинсон и Хантен [99] указали на возможность непрямого фотолиза O_2 путем фотолиза HO_2 и H_2O_2 . В первом случае

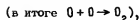
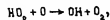


Во втором случае

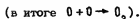
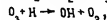
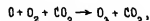


Благодаря этим процессам можно исключить большие концентрации O_2 при уменьшении K .

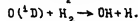
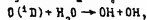
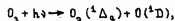
Присутствие продуктов фотоллиза H_2O (так называемый нечетный водород H , OH , HO_2 и H_2O_2) ведет к ускорению образования не только CO_2 , но и O_2 , путем



а также реакций

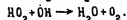
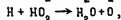


Кроме прямого фотоллиза H_2O , нечетный водород H^* образуется при непрямом фотоллизе H_2O и H_2 :



Однако преобладающая часть $\text{O}(^1\text{D})$ гасится при столкновениях с CO_2 . Фотоллиз озона приводит также к возбуждению свечения полосы 1,27 мкм $\text{O}_2(^1\Delta_g - \text{X}^3\Sigma_g^+)$.

Реакции, обратные фотолизу H_2O и H_2 , следующие:



Во всех каталитических циклах с участием H^* эти частицы не исчезают, и только последние три реакции приводят к их гибели. За время существования каждый атом водорода участвует в огромном числе циклов образования CO_2 и O_2 . Поэтому присутствие H^* в относительно небольших количествах $\sim 10^{-9}$ приводит к существенным изменениям равновесных количеств O_2 и CO .

Опубликованные к настоящему времени работы по фотохимии нижней атмосферы Марса [21, 80, 81, 94, 96, 99] различаются главным образом величинами скорости фотолиза H_2O и выбором коэффициента турбулентного перемешивания. Ниже будут изложены результаты работы Краснопольского и Паршева [94, 18]. Ее задачей является фотохимический расчет содержания малых компонент атмосферы до высоты 60 км на низких и средних широтах для равновесных дневных условий (стационарная задача), которым лучше всего удовлетворяет вторая половина дня. Скорость фотолиза H_2O в расчетах взята согласно рис. 57; она очень сильно отличается от аналогичных данных других расчетов и, на наш взгляд, более обоснована.

Расчеты профиля распределения H_2O дают $K = 3 \cdot 10^6$ см²/с в нижней тропосфере. Интерпретация данных по аэрозольным слоям на высоте около 30 км, полученным по измерениям на "Маринере-9" и "Марсе-5" (см. § 10 гл. I), также указывает на $K = 3 \cdot 10^6$ см²/с на 30 км. Поэтому естественно принять это значение в интервале высот 0 – 30 км. Согласно данным "Маринера-9", выше 45 км и в отсутствие пылевой бури $K \approx 10^7$ см²/с. При анализе проблемы диссоциации CO_2 и определения концентраций O и CO в верхней атмосфере мы убедились, что наблюдения согласуются с расчетами при $K = 4 \cdot 10^7$ см²/с выше 60 км. Близкую оценку $K = 5 \cdot 10^7$ см²/с дает Цурек [100] для высоты ≈ 40 км из расчета приливов на Марсе. Ввиду некоторой неопределенности мы приняли, что K постепенно меняется от 30 до 40 км; выше 40 км K не зависит от высоты до 60 км. Расчеты были проделаны для четырех значений K выше 40 км.

Поскольку мы рассматриваем стационарную задачу, а суточные вариации малых компонент в значительной мере определяются прекращением фотолиза и фотоионизации ночью, то должен быть сделан правильный выбор скоростей фотолиза (среднепланетарной, средней дневной либо средней дневной для низких широт). Для этого определим характерное время равновесия i -компоненты t_i как отношение ее полного количества в атмосфере к полной скорости продукции (или потерь). Как мы убедимся ниже, $t_i \approx 1,5$ д для активного водорода (H , HO_2 , OH), т.е. значительно меньше времени меридионального переноса. Поэтому концентрации активного водорода подвержены значительным широтным и суточным вариациям. Следовательно, при

расчете для низких и средних широт можно использовать кривую 3 рис. 57, но так как t превышает длительность суток, то эффективная скорость фотоллиза будет равна половине от рассчитанного значения и для дневных, и для среднесуточных условий. При глобальном усреднении необходимо дальнейшее уменьшение этой величины, вызванное уменьшением количества водяного пара на высоких широтах. Но это несущественно, так как, по-первых, 80% всего солнечного потока поступает на широты в поясе $\pm 45^\circ$, и малое содержание воды на высоких широтах не сильно повлияет на глобально средние величины. Во-вторых, основная часть фотоллиза приходится на высоты более 15 км, где ожидаются меньшие вариации водяного пара и температуры.

Атомный кислород, образующийся при фотоллизе CO_2 , имеет $t = 7^h$ (см. ниже), и поэтому мы должны использовать дневные значения скорости фотоллиза CO_2 , которое вдвое больше данных кривой рис. 53 и дает полную продукцию атомного кислорода $2 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$. К сожалению, в работе [18, 94] использованы значения потоков солнечного излучения по измерениям Детвайлера и др. [101], и поэтому скорости фотоллиза CO_2 оказались завышенными в 2–3 раза.

Основные фотохимические процессы в атмосфере Марса и их константы приведены в табл. 11. Для быстрых процессов (реакции 3, 5, 6, 11) использованы дневные значения скоростей фотоллиза, для медленных (реакции 2, 10) – половины дневных.

Двадцать одна реакция в нашем списке представляет химию активного кислорода $\text{O}^*(\text{O}, \text{O}_2)$ и водорода $\text{H}^*(\text{H}, \text{OH}, \text{HO}_2, \text{H}_2\text{O}_2)$ и восемь реакций – активного азота $\text{N}^*(\text{N}, \text{NO}, \text{NO}_2)$. Влияние соединений азота на O и H довольно мало, но включение их в расчет делает его более полным, так как N^* является аэрономически интересным объектом в атмосфере Марса. Более детально фотохимия азота на Марсе рассмотрена выше (§ 2), где для ее описания использованы 50 реакций. Наша цель в этой области несколько скромнее, и поэтому мы ограничимся рассмотрением только важнейших форм активного азота, для которых выбраны наиболее существенные химические процессы. Аналогично, список реакций с участием O и H может легко расширять, но в табл. 11 представлены наиболее важные из них и легко показать, что добавление других реакций не влияет на результаты расчетов.

Остановимся на выборе некоторых констант процессов. Фотоллиз NO (реакция 10) в нижней и средней атмосфере вызван главным образом преддиссоциацией в полосах δ -системы (0, 0) 1900 Å и (1, 0) 1830 Å. Используются скорости фотоллиза, рассчитанные Брассером и Николем [102] для этих полос и принято во внимание поглощение излучения в CO_2 . Для реакции 14 образования озона взято значение, рекомендованное Андерсоном [103], и введена поправка

Таблица 11

Химические реакции в атмосфере Марса и их константы скорости (в $\text{см}^3/\text{с}$ для реакций второго порядка и $\text{см}^6/\text{с}$ — для третьего). Скорости фотолиза в с^{-1} (Краснопольский и Паршев [18, 94])

№	Реакция	Константа скорости
1	$\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{O}$	Рис. 53
2	$\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$	$5,8 \cdot 10^{-10}$
3	$\text{O}_3 + h\nu \rightarrow \text{O}_2 + \text{O}(^1\text{D})$	$4,2 \cdot 10^{-3}$
4	$\text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{H}$	рис. 56
5	$\text{HO}_2 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{O}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
6	$\text{H}_2\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{OH}$	$5 \cdot 10^{-5}$
7	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}(^3\text{P}) + \text{CO}_2$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
8	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{OH}$	$3 \cdot 10^{-10}$
9	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{H}$	$3 \cdot 10^{-10}$
10	$\text{NO} + h\nu \rightarrow \text{N} + \text{O}$	$3,2 \cdot 10^{-6} \exp(-2 \cdot 10^{-16} N_{\text{CO}_2}) + \exp(-2 \cdot 10^{-15} N_{\text{CO}_2})$
11	$\text{NO}_2 + h\nu \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$
12	$\text{H} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HO}_2 + \text{CO}_2$	$2 \cdot 10^{-31} (273/T)^{1,3}$
13	$\text{O} + \text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2 + \text{CO}_2$	$7 \cdot 10^{-31} T^{-1}$
14	$\text{O} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_3 + \text{CO}_2$	$3 \cdot 10^{-32} \exp(520/T)$
15	$\text{O} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$	$2,5 \cdot 10^{-11}$
16	$\text{O}_3 + \text{H} \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$	$1,3 \cdot 10^{-10} \exp(-500/T)$
17	$\text{O} + \text{OH} \rightarrow \text{O}_2 + \text{H}$	$2 \cdot 10^{-11}$
18	$\text{CO} + \text{OH} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}$	$2,2 \cdot 10^{-13} \exp(-100/T)$
19	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{OH}$	$4,2 \cdot 10^{-10} \exp(-950/T)$

Таблица 11 (окончание)

№	Реакция	Константа скорости
20	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2 + \text{O}_2$	$2 \cdot 10^{-11} \exp(-350/T)$
21	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$	$8 \cdot 10^{-11} \exp(-500/T)$
22	$\text{HO}_2 + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}_2 + \text{O}_2$	$3 \cdot 10^{-11} \exp(-500/T)$
23	$\text{HO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$	$5 \cdot 10^{-11}$
24	$\text{N} + \text{NO} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}$	$2,2 \cdot 10^{-11}$
25	$\text{N} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$2 \cdot 10^{-12} T^{1/2} \exp(-1200/T)$
26	$\text{NO} + \text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{CO}_2$	$6 \cdot 10^{-33} \exp(965/T)$
27	$\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	$10^{-12} \exp(-1200/T)$
28	$\text{NO} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{OH}$	$2 \cdot 10^{-11} \exp(-1200/T)$
29	$\text{NO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$9 \cdot 10^{-12}$

на более высокую эффективность O_2 в сравнении с N_2 в этом процессе. Оценки констант реакции 15 колеблются от $7 \cdot 10^{-11}$ (Хочанадель и др. [104]) до $8 \cdot 10^{-11} \exp(-500/T)$ [103]. Мы берем значение $2,5 \cdot 10^{-11}$, близкое к средней величине. Аналогично выбраны k_{20} ($1,5 \cdot 10^{-12}$ [99] и $4 \cdot 10^{-11} \exp(-350/T)$ [103]), k_{23} ($2 \cdot 10^{-10}$ [104] и $2 \cdot 10^{-11}$ [105]). Для единственного измерения $k_{16} = 2,6 \cdot 10^{-11}$ при $T = 300 \text{ K}$ [106] мы предположим, что энергия активации составляет ≈ 1 ккал (4187 Дж).

Задача расчета модели состава атмосферы заключается в решении системы обыкновенных дифференциальных уравнений вида

$$\frac{d\Phi_i}{dh} = P_i - n_i L_i; \quad \Phi_i = -K \left(\frac{dn_i}{dh} + \frac{n_i}{H} + \frac{n_i}{T} \frac{dT}{dh} \right),$$

где P_i — химическая продукция i -компоненты, L_i — скорость потерь, H — шкала высот. Это уравнение стационарной одномерной диффузии малой компоненты.

Граничные условия. Мы рассмотрим два типа граничных условий на поверхности планеты. Первый предполагает отсутствие взаимодействия компонент атмосферы с поверхностью: $\Phi_i(0) = 0$. Вторым типом — другой крайний случай, когда удар активной молекулы о поверхность ведет к уничтожению этой молекулы:

$$\Phi_i^*(0) = -n_i^*(0) V_i^* / 4 = -0,5 \cdot 10^5 n_i^*(0) \mu_i^{*-1/2}.$$

Здесь V_i — средняя тепловая скорость молекулы, μ_i — молекулярная масса, звездочками помечены величины, относящиеся к активным молекулам. Во втором случае трудно построить полностью согласованную модель состава, так как для этого надо знать химические превращения молекул на поверхности. Но если не принимать во внимание их влияние на равновесие стабильных компонент (CO_2 , CO , O_2 , H_2O , H_2 , N_2), такой расчет можно выполнить.

В качестве условий на верхней границе 60 км можно взять потоки атомов O и H и концентрации N и NO . Интерпретация свечения линии водорода 1216 \AA приводит к потоку H в нижнюю атмосферу $\Phi_{\text{H}} = -4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и потоку H_2 из нижней атмосферы $\Phi_{\text{H}_2} = 3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Поток атомов кислорода на высоте 60 км равен полной скорости их образования при $h > 60 \text{ км}$. Труднее сформулировать условия для атомного азота и окиси азота; мы воспользуемся результатами расчета, указанного в § 2 гл. II, и возьмем $[\text{N}] = 1,5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$ и $[\text{NO}] = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$.

Результаты расчета для $K = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ при $h \geq 40 \text{ км}$ показаны на рис. 58.

Атомный кислород образуется при фотолизе CO_2 и O_2 и в реакциях R 15,16 превращается в OH (число у R дает номер реакции из табл. 11). Затем OH быстро реагирует с CO с возникновением CO_2 (R 18), либо с O образуя O_2 (R 17). Выше 45 км преобладает R 17, ниже R 18. Так как основная часть атомного кислорода возникает ниже 45 км и значительная доля переносится из больших высот в тропосферу, то почти все атомы O ($\approx 80\%$) связываются в молекулы CO_2 .

Быстрое уничтожение атомного кислорода начинается на 40 км. Поскольку выше 40 км атомный кислород только образуется, но не исчезает, то его перенос из вышележащих слоев вниз должен приводить к появлению максимума нечетного кислорода (O и O_3) на верхней границе области уничтожения. При очень больших скоростях переноса, когда время переноса сопоставимо с фотохимическим

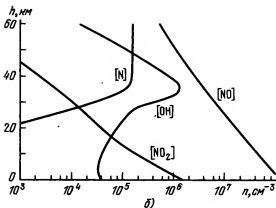
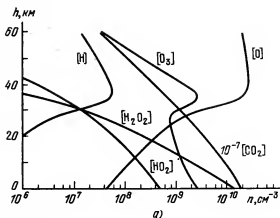


Рис. 58. Модель состава атмосферы Марса (зависимость концентраций компонент от высоты) ниже 60 км. Относительные содержания $f_{O_2} = 1,6 \cdot 10^{-3}$, $f_{CO} = 2 \cdot 10^{-3}$, $f_{H_2} = 2,5 \cdot 10^{-5}$, высотный профиль концентраций этих компонент подобен $[CO_2]$ и не показан на рисунке (Краснопольский и Паршев [18, 94]).

временем даже в точке минимума последнего, максимум $[O] + [O_3]$ возникает у поверхности; так получилось, например, в расчете Лиу и Донахью [81], где $K = 4 \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ во всей нижней атмосфере.

Озон. Концентрации озона и атомного кислорода связаны между собой соотношениями $[O_3]/[O] = \frac{k_{14}}{J_3} [O_2][CO_2]$. Индексы у k и J со-

Таблица 12

Зависимость характеристик озонового слоя от выбора K при $h > 40$ км (Краснопольский и Паршев [18, 93])

Параметр	$K, \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$			
	10^8	$3 \cdot 10^7$	10^7	$3 \cdot 10^6$
$O_3 \text{ макс.}, 10^9 \text{ см}$	2,5	1,75	0,9	0,63
$L, \text{ км}$	10	14	—	—
$h_{\text{ макс.}}, \text{ км}$	35	37	40	54

ответствуют номеру реакции из табл. 11. $[O_3] \approx [O]$ на высоте 25 км, ниже преобладает озон, выше — атомный кислород. Максимум атомного кислорода у верхней границы области уничтожения дает также максимум озона. Этот максимум усиливается в результате специфики перемешивания в атмосфере Марса, когда большие значения K на высотах более 40 — 50 км обеспечивают быструю доставку атомного кислорода на высоту 30 — 40 км, ниже которых возникает пробка из-за умеренной скорости перемешивания в тропосфере (до 30 км). Поэтому чем больше K при $h > 40$ км, тем уже и ниже расположен озоновый слой и тем больше концентрация в его максимуме. Результаты расчета для разных K приведены в табл. 12. Наилучшее согласие с наблюдениями озонового слоя на вечернем терминаторе со спутника "Марс-5" (см. § 3 гл. I) получается при $K = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$. С учетом ошибок измерений $K = (2 - 10) \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ выше 40 км. Следует отметить, что поскольку мы рассматриваем задачу для равновесных дневных условий, то результаты расчета должны лучше всего согласовываться с измерениями во второй половине дня. При данном K озон образует слой толщиной 10 км с плотностью $2,5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ в максимуме на высоте 35 км. Минимум озона приходится на 27 км, где концентрация в 3,5 раза меньше максимальной. Этот минимум очень неглубокий для $K = 10^7$ и $3 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$, и толщину слоя, определяемую по половинному уровню, нельзя оценить. Полное содержание озона совпадает со спектроскопическим пределом $7 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$, полученным на "Маринерах" для низких широт. Можно также отметить, что предел $[O_3] \cdot [N] \leq 10^{15} \text{ см}^{-6}$ на высоте в 60 км, полученный нами

по отсутствию ночного свечения OH (см. § 5 гл. I), также не противоречит расчету, который дает величину этого произведения $0,5 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-6}$.

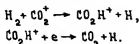
Рассчитанная зависимость $[O_3]$ от высоты дает свечение полосы O_2 1,27 мкм (см. § 3 гл. I) $\cdot 7 MR$ при константе гашения на CO_2 $k = 5 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3/\text{с}$ (см. гл. IV, § 10). Это вдвое выше результата измерений $(3 \pm 1) MR$. Можно полагать, что причина расхождения кроется в завышенных потоках солнечного диссоциирующего излучения, принятого в расчете по данным работы [101]. При использовании скорости фотоллиза согласно рис. 53, концентрации озона и интенсивность свечения полосы 1,27 мкм упадут примерно вдвое. При этом сохранится согласие расчета и эксперимента по измерению озона с "Марса-5" в пределах ошибок эксперимента: $[O_3] = (3 \pm 1,5) \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$.

Молекулярный кислород образуется из атомов O в R17. Полная скорость этого процесса равна $5,3 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Прямая реакция R13 образования O_2 дает $1,65 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Цикл с окислами азота, заканчивающийся R29, еще на порядок меньше, т.е. $1,65 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Следовательно, пятая часть всей продукции O превращается в O_2 .

Прямой R2 и непрямой R5, R6 фотоллиз приводит к разрушению O_2 ; их скорости равны $1,15 \cdot 10^{11}$, $1,45 \cdot 10^{11}$ и $2,9 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ соответственно, при $[O_2]/[CO_2] = 1,6 \cdot 10^{-3}$. Преобладает, следовательно, непрямой фотоллиз, прежде всего из-за большой скорости образования активного водорода при диссоциации воды в нашем расчете. Хотя увеличение H^* ведет к подавлению озона, однако высокие концентрации H^* допускают большие скорости разрушения O_2 при фотоллизе HO_2 (пропорционально $[H^*]$ и H_2O_2 (пропорционально $[H^*]^2$). Отсюда можно допустить большие концентрации атомарного кислорода в атмосфере и, как следствие, большие концентрации озона.

Характерное время молекулярного кислорода $t_{O_2} \approx 30$ лет, в течение которых он полностью перемешивается в планетарном масштабе. Полученное значение относительного содержания $f_{O_2} = 1,6 \cdot 10^{-3}$ согласуется с результатами спектроскопических и масс-спектрометрических наблюдений (Баркер [11], Карлтон и Тауб [12], Паркинсон и Хантен [99], Оуэн и др. [13]).

Молекулярный водород образуется в реакции R20, его полная продукция $10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Часть его переносится в ионосферу, где он диссоциирует:



Поток H_2 из нижней атмосферы в ионосферу равен $3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ (см. рис. 50); остаток диссоциирует в нижней атмосфере при реакции с $\text{O}(^1\text{D})$. Баланс этих процессов дает относительное содержание $i_{\text{H}_2} = 2,5 \cdot 10^{-5}$ в отличном согласии с оценкой [46] по свечению $\text{H } 1216 \text{ \AA}$. Характерное время для водорода относительно химических процессов равно 200 лет, относительно диссипации — 2000 лет.

Равновесие водяного пара поддерживается балансом прямого (R4) и непрямого (R8) фотолиза и реакций образования H_2O (R21, R23). Небольшой дефицит в балансе $\sim 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ обеспечивает диссипацию водорода. Распределение водяного пара в атмосфере обсуждалось выше.

Окись азота NO в нижней атмосфере Марса имеет концентрации на порядок величины ниже рассчитанных в [71]. Продукция NO в рассматриваемой области незначительна и концентрации определяются процессами переноса. В этом случае при заданных концентрациях на верхней границе содержание на нижней границе возрастает при увеличении скорости переноса. Поэтому разница в результатах расчета вызвана принятыми величинами коэффициента турбулентного перемешивания. Влияние процессов с участием NO на равновесие продуктов фотолиза H_2O и CO_2 оказалось незначительным.

Окись углерода CO имеет время жизни $t_{\text{CO}} = 6$ лет и относительное содержанием $2 \cdot 10^{-3}$. При уменьшении скорости фотолиза CO_2 согласно рис. 53, количество CO уменьшится и будет в хорошем согласии с экспериментальными данными § 2 гл. I.

Зависимость содержания озона от концентрации H_2O . Малые изменения температуры атмосферы вызывают сильные вариации плотности насыщенного пара (в 10 раз при изменении температуры на 10°). При охлаждении атмосферы скорость образования H^* и уничтожения атомарного кислорода (R15, 16, 17) уменьшаются, что приводит к росту содержания O_3 . При сильном вымораживании воды продукция H^* поддерживается в основном за счет R9, так как концентрация H_2 остается на прежнем уровне. Увеличение ко-

личества озона ведет к возрастанию скорости R9, и образовавшийся H^* ограничивает рост содержания озона. Эти соображения и расчет показывают, что зависимость полного содержания озона от количества H_2O не очень сильная (рис. 59), хотя при достаточно малых концентрациях воды содержание озона в несколько раз превышает спектроскопический предел для наблюдений на диске планеты.

Вымораживание воды не может объяснить больших количеств озона $\sim 10^{17} \text{ см}^{-2}$, измеренных на "Маринере-9" в некоторых районах полярных шапок (см. рис. 6 и 7). С этой целью Хантеном [107]

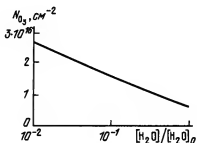


Рис. 59. Зависимость полного содержания озона от количества водяного пара в атмосфере; $[\text{H}_2\text{O}]_0$ — распределение H_2O из рис. 56, $n=3$.

высказано предположение о вымораживании H_2O_2 , которое обеспечивает дополнительный сток активного водорода и увеличение содержания озона..

Решение для граничных условий второго типа, когда активные компоненты исчезают на поверхности, показывает их существенное уменьшение в пределах 3 км от поверхности. Благодаря сравнительно небольшому значению K это эффект не распространяется на большую высоту и незначительно влияет на результаты расчета.

Концентрация озона в $9^{\text{h}} 30^{\text{m}}$ местного времени, измеренная нами на лимбе планеты, равна 10^{10} см^{-3} при геометрии слоя, близкой к полученной в расчете. Оценив качественно возможные суточные вариации озона и чувствительность расчета к выбору исходных данных, мы пришли к выводу, что принятая схема аэрономических процессов в атмосфере Марса (см. табл. 11) несовместима со столь высокими значениями $[\text{O}_3]$ на высоте 35 км, если значение k_{16} и k_{17} не слишком завышены.

Каков путь решения этого противоречия? Можно отметить, что положение озонного слоя на лимбе удивительным образом совпадает с верхней границей аэрозольного слоя, состоящего из льда H_2O .

Предположим, что при попадании атома кислорода в узлы решетки кристалла льда, где расположены атомы водорода, происходит его

адгезия. Если энергия сродства порядка десятых электронвольта, то оно не нарушается при тепловых столкновениях, но в случае столкновений с молекулой O_2 образуется озон, и освободившейся энергии достаточно для разрыва связи. Преимущество этого процесса в сравнении с обычной реакцией тройных столкновений O, O_2 и CO_2 (R 14) состоит в том, что не требуется одновременности удара молекул O и O_2 о молекулу CO_2 . Простой расчет показывает, что если адгезия атомарного кислорода на частицах льда имеет эффективность, близкую к единице, то концентрация озона на высоте в 30 - 40 км может быть порядка 10^{10} см^{-3} .

Вообще говоря, участие аэрозольной частицы в этом процессе не обязательно. Здесь важно заменить реакцию трех тел двухступенчатым процессом двойных столкновений. Однако привлечение водной аэрозоли позволяет разумным образом объяснить изменчивость концентраций озона на больших высотах в течение дня. Следует отметить, что значения $[O_3] \sim 10^{10} \text{ см}^{-3}$ на высоте в 35 - 40 км не могут соответствовать средним данным по освещенной полусфере, иначе равновесие большинства компонент существенным образом сместится.

Частицы льда могут увеличить концентрацию озона только при $h \geq 20 \text{ км}$, где $[O_3] \leq [O]$. В пользу этой гипотезы говорит увеличение альбеда атмосферы на длине волны 3050 \AA , которое сопровождало появление озонного поглощения на средних широтах (§ 3 гл. I), а также значительные и нерегулярные изменения содержания озона в полярном прикрытии, которые могут быть объяснены изменением характера облачности. Данные Барта и Дик [108] показывают, что содержание озона, по-видимому, несколько выше при наличии тонких и очень тонких облаков, чем при плотных облаках, существующих в нижней атмосфере. Для проверки этой гипотезы интересно было бы провести исследование корреляции содержания озона в мезосфере Земли с плотностью серебристых облаков.

§ 8. Суточные вариации состава атмосферы на низких широтах

Модель суточных вариаций была рассчитана Красицким [109] на основе стационарной модели Изакова и Красицкого [96]. В ней суточные измерения потока УФ-излучения задаются изменением земного расстояния Солнца. Суточный ход температуры у поверхности был взят согласно измерениям на "Викингах". Характер суточных вариаций H_2O в работе не описан. Вариации температуры в термосфере задавались двумерной моделью Изакова и Морозова [110], которая давала среднесуточную температуру 320 К при $F_{10,7 \text{ см}} = 144$. Рассматривалась одномерная модель, т.е. горизонтальный

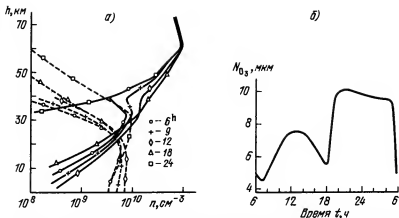


Рис. 60. а) Распределение концентраций атомного кислорода (сплошные линии) и озона (штриховые линии) в различное время суточного цикла. б) суточные вариации полного содержания озона (Красицкий [1091]).

перенос не учитывался. Вертикальный перенос описывался коэффициентом турбулентного перемешивания $K = 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ у поверхности и $K = 3 \cdot 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ у гомопаузы; возрастание логарифма K с высотой шло по линейному закону. Расчет велся с переменным интервалом по времени со сгущением на восходе и заходе Солнца; всего в сутках содержалось 50 интервалов. К сожалению, ценность этой работы падает из-за значительной путаницы в цифровом и иллюстративном материале.

Относительные концентрации O и EO примерно одинаковы в ионосферном максимуме на 140 км на рис. 2 в статье Красицкого [1091] и равны $f_0 = 2,3 \cdot 10^{-3}$ и $f_{EO} = 1,6 \cdot 10^{-2}$ в ее тексте. Видимо, приведенное значение f_0 ошибочно. Суточные вариации атомного кислорода в термосфере до 200 км очень малы; их ход правильно отражен в статье на рис. 1, хотя абсолютная величина $[O]$ дана с ошибкой в 10 раз. Вариации $[EO]$ на 200 км примерно двукратные и вызваны в основном изменениями температуры; на рис. 1 в статье для $[EO]$ также ошибка в 10 раз.

Более значительным изменениям подвергаются концентрации атомного водорода, так как поток диссипации экспоненциально зависит от температуры. Величина $[H]$ в основании экзосферы меняется от $0,9 \cdot 10^4$ до $7 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ в 10^h местного времени и в местную полночь соответственно. Среднесуточная величина $[H]$ получилась $3 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, среднедневная — $5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, в достаточно хорошем согласии с наблюдениями.

В нижней атмосфере от дня к ночи изменяется характер распределения концентрации нечетного водорода. Если днем из-за фотоллиза водяных паров $[H^*]$ убывает от поверхности вверх, составляя $3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ у поверхности, то ночью приток H^* в нижнюю атмосферу происходит из вышележащих слоев, и поэтому $[H^*]$ здесь незначительно зависит от высоты и равна $2 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$ у поверхности. Из-за сравнительно малой скорости фотоллиза суточные вариации H_2O_2 невелики. Как $[H]$, так и $[O]$ незначительно меняются в течение суток на 50 – 100 км при принятой величине коэффициента перемешивания. Следует отметить, что при $K = 4 \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ вариации $[O]$ на 40 – 70 км составляли бы два порядка величины, и измерения этих вариаций позволят судить о величине K . Суточные изменения $[O]$ и $[O_3]$ показаны на рис. 60. Ночью на высоте $30 \div 35 \text{ км}$ обнаружится максимум озона с концентрацией 10^{10} см^{-3} . Днем $[O_3] \approx 5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ на высотах до 25 км и далее быстро убывает. Дневные концентрации озона оказались вдвое выше спектроскопического предела (3 мкм) для низких широт. Несовпадение с экспериментальными данными до фактора два можно считать приемлемым, учитывая ошибки экспериментов и неопределенность исходных данных расчета.

§ 9. Широтно-сезонные вариации озона

Рассмотренная в § 7 модель состава атмосферы для низких и средних широт дает полное содержание озона около 3 мкм. При бымораживании водяного пара количество озона может увеличиться до 10 мкм. Аналогичный расчет Лью и Донахью [81] давал возрастание озона от 0,92 до 5,2 мкм. Между тем обнаруженное "Маринером-9" количество озона достигает 60 мкм (см. § 3 гл. I).

Расчет фотохимии атмосферы для различных широт и двух времен года, включая экстремальные условия зимой на широтах $60-70^\circ$, где были зафиксированы наибольшие концентрации озона, был выполнен Конгом и Мак-Элроем [21]. Согласно этому расчету высокие концентрации озона объясняются следующей совокупностью факторов: понижением температуры, ведущим к конденсации H_2O , а затем и H_2O_2 , что связано с уменьшением концентраций H^* ; увеличением оптической толщины озонного слоя и зенитного расстояния Солнца, что приводит к увеличению времени жизни озона и H_2O_2 ; более стабильной нижней атмосферой на полярных широтах зимой, которая сдерживает вертикальный перенос озона; крупномасштабными меридианальными ветрами, обеспечивающими доставку атомного кислорода с низких широт; увеличением атмосферного давления зимой (максимум на широте 60° согласно Уошину [111]), при котором

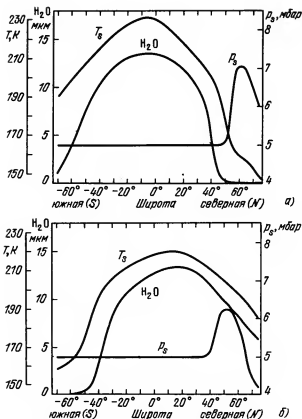
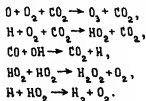


Рис. 61. Температура T_s и давление p_s у поверхности и содержание H_2O на различных широтах для двух сезонов (а – зима в северном полушарии, $L_s = 348^\circ$; б – весна, $L_s = 38^\circ$), принятые в расчетах Конга и Мак-Элроя [211].

возрастает отношение $[O_3]/[O]$ и увеличивается сток N^* за счет реакций:



За основу расчета принята средняя модель Конга и Мак-Элроя [77] для химически пассивной поверхности. Вся атмосфера разде-

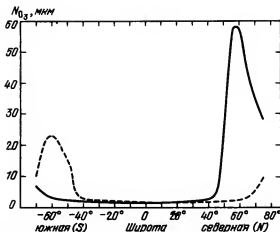


Рис. 62. Широтное распределение содержания озона для двух сезонов года (зима – сплошная линия, весна – штриховая) по Конгу и Мак-Элрою [21].

лена на зоны в 10° широты от $70^\circ S$ до $50^\circ N$, плюс еще три зоны с центрами на 58 , 65 и $75^\circ N$. Расчеты выполнены для двух сезонов: поздняя зима в северном полушарии, когда склонение Солнца равно -5° (оно равно -24° в день зимнего солнцестояния), $L_s = 348^\circ$ ($L_s = 0^\circ$ в момент весеннего равноденствия), и середина весны в северном полушарии (склонение 15° , $L_s = 38^\circ$). Первый случай соответствует условиям наблюдений на "Маринере-9", когда наибольшие пространственные вариации озона были обнаружены; второй случай соответствует значительному возрастанию озона у южной полярной шапки (см. рис. 6).

Принятые в расчете зависимости температуры, давления и содержания H_2O показаны на рис. 61. Эти кривые основаны на совокупности экспериментальных данных до полетов "Викингов". Относительное содержание водяного пара принято не зависящим от высоты для высоких широт; для низких и средних широт содержание не меняется с высотой до 4 км и затем резко падает. (Это не согласуется с результатами § 6 гл. II.) Коэффициент перемешивания $K = 2 \cdot 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ не зависит от высоты, широты и сезонов года, кроме $50-75^\circ N$ зимой и $50-70^\circ S$ весной, где $K = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ выше 30 км и $5 \cdot 10^7$, $5 \cdot 10^6$ и $7,5 \cdot 10^5$ на 20 , 10 и 0 км соответственно. Уменьшение K обеспечивает пониженную скорость перемешивания в экстремальных условиях.

Анализ термодинамических данных позволил получить в [21] зависимость концентрации насыщенного пара H_2O от температуры.

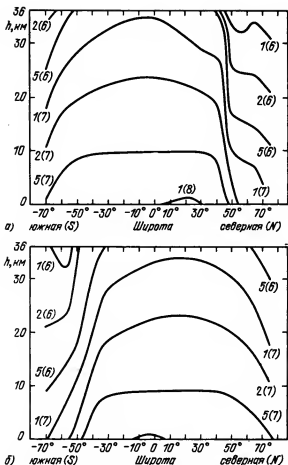


Рис. 63. Меридиональные контуры концентраций нечетного водорода N^* в северном полушарии: (а) зимой и (б) весной (Конг и Мак-Элрой [21]); 2(7) означает $[N^*] = 2 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$.

В области температур 190 – 140 К эта зависимость может быть описана соотношением

$$n_s = 2,7 \cdot 10^9 \exp \frac{T - 180}{3,4}.$$

Рассчитанная зависимость полного содержания озона от широты для двух сезонов года показана на рис. 62. На низких и средних широтах содержание озона около 2 мкм, т.е. ниже порога обнаружения на "Маринерах", и растет до 60 мкм зимой на 60°N и до

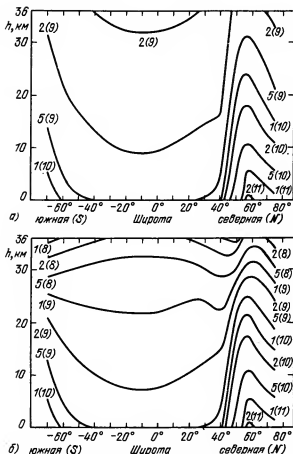


Рис. 64. Меридиональные контуры концентраций нечетного кислорода (O^*) и озона (O_3) зимой (Конг и Мак-Элрой [21]).

23 мкм весной на 60°S . На рис. 63 показаны меридиональные контуры концентраций нечетного водорода. $\text{H}^* = \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$. Концентрации H^* отличаются в ~ 10 раз на средних и полярных широтах, причем основной причиной различий является конденсация H_2O и H_2O_2 . В этом нетрудно убедиться, если взять значения температуры в полярных областях, вычислить для них концентрации насыщенного пара H_2O и H_2O_2 и сравнить с концентрациями на низких широтах: отличие примерно в тысячу раз.

Контуры концентраций нечетного кислорода $\text{O}^* = \text{O} + \text{O}_3$ и озона (рис. 64) имеют ход, противоположный концентрациям H^* . У поверх-

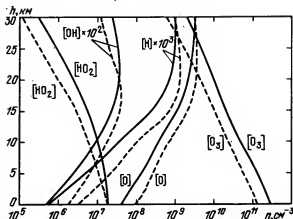
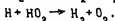
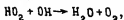


Рис. 65. Вертикальное распределение концентраций O^* и H^* зимой на широте $65^\circ N$. Сплошные линии – расчет для $p = 8,3$ мбар, штриховые – $p = 5$ мбар (Конг и Мак-Элрой [211]).

ности $[O_3]$ имеет максимум на широте $60^\circ N$ и равна $2 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$, в то время как на низких широтах величина $[O_3]$ в 40 раз меньше. На высоте 30 км концентрация озона мало меняется с широтой. Все перечисленные результаты получены без учета горизонтального переноса. Уменьшение концентрации озона и атомного кислорода на широтах более 60° зимой вызвано уменьшением скорости диссоциации O_2 при больших зенитных расстояниях Солнца.

На рис. 65 показано высотное распределение концентраций H^* и O^* на широте $65^\circ N$ зимой. Расчеты выполнены для атмосферного давления 8,3 мбар и 5 мбар. Концентрации озона в первом случае вдвое выше. Рост концентраций озона в приполярных широтах вызван не только уменьшением H^* и увеличением атмосферного давления, но и увеличением времени жизни озона и H_2O_2 из-за поглощения солнечного излучения большими количествами озона при больших зенитных расстояниях Солнца. Уменьшение скорости фотоллиза у поверхности на высоких широтах является примерно пятикратным.

Была исследована чувствительность решения к выбору констант реакций уничтожения H^* :



В основном варианте расчета, изложенном выше, коэффициенты скоростей этих реакций приняты равными $2 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$

и $3 \cdot 10^{-11} \exp(-\frac{330}{T}) \text{ см}^3/\text{с}$. Расчет для коэффициентов, уменьшенных

в четыре раза, дал качественно сходные результаты. Отметим, что при рассмотрении фотохимии атмосферы на низких и средних широтах (см. § 7 гл. II) мы использовали коэффициент первой реакции $5 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$.

В основном варианте поверхность принималась пассивной; были рассчитаны также варианты с активной поверхностью, имеющей коэффициент гетерогенных реакций с O^* и H^* , равной 0, 1, 2,5 и 10 см/с. При этом полное содержание озона зимой на широте 58°N составляло соответственно 58, 45, 38 и 31 мкм; поток озона, поглощаемый поверхностью, равнялся 0, 1,24, 2 и $2,7 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Качественно исследовалось влияние коэффициента перемешивания на количество озона в высоких широтах. Увеличение K при $h > 15 \text{ км}$ вело к некоторому увеличению содержания озона из-за более быстрой доставки атомарного кислорода в приповерхностные слои, где концентрация озона была максимальной. Уменьшение K в 12,5 раза при $h > 15 \text{ км}$ приводило к уменьшению озона на 24%. Уменьшение K на нижних 15 км могло привести к росту содержания озона в полтора раза. Возрастание K в нижних 15 км не влияло существенным образом на результаты расчета. Надо иметь в виду, что эти оценки неприменимы к низким широтам.

Расчет влияния горизонтального переноса дал следующие результаты: количество озона в полярных широтах возрастало на 6, 32 и 67% при нелокальных источниках нечетного кислорода, составляющих 0,27, 0,65 и 1,5 от локального источника.

Таким образом, полученная Конгом и Мак-Элроем [21] модель глобального распределения озона на Марсе согласуется с результатами измерений на "Маринере-9" (см. рис. 6) в низких широтах и воспроизводит обнаруженные количества озона на широтах $50-75^\circ\text{N}$ зимой и $50-75^\circ\text{S}$ весной; однако рассчитанные количества озона весной на широте $50-75^\circ\text{N}$ оказались меньше измеренных ($\sim 10 \text{ мкм}$). Детальное сравнение модели с данными измерений свечения полосы 1,27 мкм было выполнено Трубом и др. [20]. Наилучшее согласие достигалось при выборе коэффициента гашения $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ на CO_2 , равном $3 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3/\text{с}$. При этом примерно двукратное раз-

личие в приполярных широтах зимнего полушария объясняется тем, что Конг и Мак-Элрой пытались добиться соответствия с данными "Маринера-9", которые отражают максимальные зарегистрированные количества озона (см. рис. 6), а не средние величины.

§ 10. Сезонные вариации состава атмосферы на широте 65°N

В предыдущем разделе был описан расчет широтных вариаций состава малых компонент для двух сезонов года. Для этой цели использовалась стационарная модель, в которую вводились различные значения температуры, зенитного расстояния Солнца, содержания воды и атмосферного давления. Эти данные основывались на измерениях, проведенных до полетов "Викингов". Важнейшей задачей расчета было объяснение широтно-сезонных вариаций озона, наблюдавшихся на "Маринере-9".

Другое решение этой задачи было предложено Шимазаки и Шимицу [112, 113]. Они провели расчеты сезонных вариаций состава атмосферы на широте 65°N с использованием данных о температуре, давлении и влажности атмосферы, полученных на "Викингах". Таким образом, их модель [112] была не стационарной, а зависящей от времени.

Дальнейшая модификация расчетов [112] была выполнена Шимазаки [113], который учел суточные вариации состава атмосферы. Это потребовало большого усовершенствования техники расчетов, в результате чего сдвиг модели на один шаг на шкале времени рассчитывался в течение 0,1 с. Полное число таких шагов за марсианский год составляло 60 000; один шаг соответствовал $12^{\text{м}}$. Мы изложим совместно результаты обеих работ.

На рис. 66, 67 показаны сезонные изменения температуры и давления у поверхности, принятые в расчете и измеренные на "Викингах". Следует заметить, что широта места посадки "Викинга-2" была 48°N , а не 65°N , принятая в расчете. Кривая температуры на широте 65°N построена нами на рис. 66 по данным инфракрасной радиометрии на "Викингах" и "Маринере-9" (Киффер и др. [114]) и отличается от принятой в расчете. Температурный минимум смещен относительно зимнего солнцестояния ($L_s = 270^{\circ}$) и находится на 290° для принятой в расчете зависимости. Высота поверхности в месте посадки была на 2 км ниже средней поверхности ареоида; то же справедливо и в среднем для широт, близких к 65°N . Поэтому среднее давление было выше нормального; сезонные вариации давления вызваны процессами испарения и конденсации полярных шапок. Температурный профиль принят линейно убывающим до 150 К на высоте 60 км.

В [113] принималось, что количество водяного пара в атмосфере однозначно определяется температурой поверхности; использованная зависимость близка к кривой насыщения у поверхности, в особенности при $T < 200\text{ K}$. В таком случае суточные изменения содержания H_2O должны составлять два порядка величины, т.е. существенно больше ожидаемых (см. § 4 гл. I и § 6 гл. II). В работе

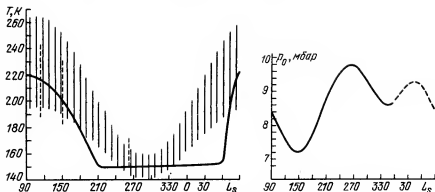
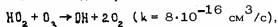


Рис. 66. Суточно-сезонные вариации температуры поверхности, принятые в расчете для широты 65°N (сплошные вертикальные линии) и измеренные на "Викинге-2" для широты 48°N (штриховые вертикальные линии) (Шимизаки [113]). Утолщенная линия — сезонная зависимость среднесуточной температуры поверхности на широте 65°N по данным инфракрасной радиометрии на "Маринере-9" и "Викингах". L_s — ареоцентрическая долгота.

Рис. 67. Сезонные вариации давления у поверхности, принятые в расчетах Шимизаки и Шимидзу [112].

[112] количество H_2O принято в соответствии с наблюдениями на "Викингах" для широты около 75°N . Вертикальное распределение H_2O со шкалой высот 10 км, взятое в этой работе, можно считать приемлемым для дневных условий.

В работе [113] расчеты проводились при экспоненциальном возрастании коэффициента перемешивания от $K = 5 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ у поверхности до $10^9 \text{ см}^2/\text{с}$ на высоте 180 км; в [112] принималось $K = 10^7$ и $10^8 \text{ см}^2/\text{с}$ независимым от высоты. В список реакций [113] был введен процесс



который играет существенную роль в ночных условиях, когда $[\text{H}]$ и $[\text{OH}]$ малы.

Расчет концентраций H , OH и HO_2 проводился в приближении фотохимического равновесия. Действительно, процессы с участием этих компонент идут очень быстро, в результате чего устанавливается фотохимическое равновесие между ними. Однако гибель активных

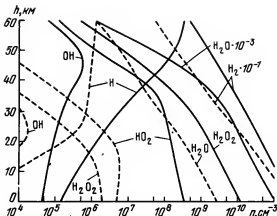
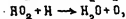
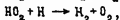
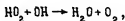


Рис. 68. Состав атмосферы на широте 65°N во время летнего (сплошные линии) и зимнего (штриховые линии) солнцестояний (Шимазаки и Шимидзу [112]).

форм водорода, как отмечалось в § 7, происходит в результате реакций



и является медленным процессом. Если рассчитать фотохимическое время $\tau_{\text{фх}}$ (будем использовать этот термин вместо длинного "время установления фотохимического равновесия") для H^* как отношение концентраций к суммарной скорости этих реакций, то можно получить $\tau_{\text{фх}}$ около двух недель на высоте 60 км для лета (рис. 68), тогда как время переноса $\tau_{\text{м}}$ равно суткам при $K = 10^7 \text{ см}^2/\text{с}$ и трем часам при $K = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$. Зимой соотношение времен $\tau_{\text{фх}}$ и $\tau_{\text{м}}$ становится еще менее благоприятным. Возможные последствия этого допущения будут рассмотрены ниже.

В качестве граничных условий у поверхности для стабильных, долгоживущих компонент были взяты относительные концентрации $f_{\text{CO}} = 8 \cdot 10^{-4}$, $f_{\text{O}_2} = 1,6 \cdot 10^{-3}$ и $f_{\text{N}_2} = 10^{-5}$. Для O , O_3 и H_2O_2 на нижней границе принималось фотохимическое равновесие; более обоснованным, на наш взгляд, является условие $\Phi_i = -\alpha_i \cdot n_i$, которое отражает гибель i -компоненты при взаимодействии с поверхностью и включает как частный случай пассивной поверхности $\alpha_i = 0$. В случае, если расчетные $[\text{H}_2\text{O}]$ или $[\text{H}_2\text{O}_2]$ превышали концен-

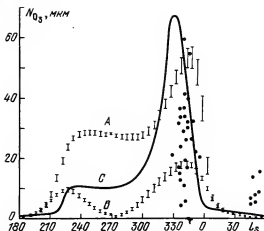


Рис. 69. Сезонные вариации содержания озона на широте 65°N (Шимазаки [113]). Модель А — с учетом эффекта суточных вариаций при пассивной поверхности; В — то же при активной поверхности $\gamma = 1 \text{ см/с}$; С — среднесуточная модель [112]. Точки — измерения.

трации насыщения, использовались концентрации насыщения. Зависимости скоростей диссоциации от зенитного расстояния Солнца z_\odot задавались в приближенной форме $Q = a \exp(-b \gamma \sec z_\odot)$; при больших E_\odot это приближение уточнялось. Целью такого приближенного задания была экономия машинного времени.

Рассчитанные сезонные вариации озона показаны на рис. 69. Пик содержания озона достигается при $L_s = 340^\circ$. Он вызван сочетанием вариаций H_2O и скорости диссоциации CO_2 и O_2 у поверхности (рис. 70); первая имеет минимум при $L_s = 290^\circ$, вторая — при $L_s = 270^\circ$; их отношение, которое пропорционально $[\text{O}_3]$, имеет два максимума при $L_s = 336^\circ$ и $L_s = 220^\circ$. Однако содержание озона определяется не только отношением $Q_0/N_{\text{H}_2\text{O}}$; важную роль играет конденсация H_2O_2 , которая более эффективна при $L_s = 336^\circ$, чем при 220° . Поэтому максимум при 220° оказывается сильно сглаженным и проявляется только в модели В.

В холодное время года основную роль в продукции H^* играет молекулярный водород, а не вода; поэтому результаты расчета не зависят от выбора одной из трех моделей H_2O в [112].

Результаты расчета для пассивной поверхности (модели А, С) хорошо воспроизводят максимальные измеренные количества озона

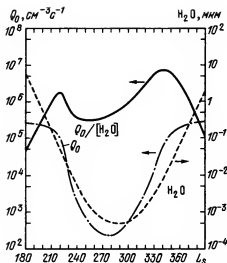


Рис. 70. Сезонные измерения продукции Q_0 атомного кислорода, содержания H_2O и их отношение, которое пропорционально содержанию озона (Шимазаки и Шимцу [112]).

в конце зимы. Возможно, данные модели B ближе к средним содержаниям O_3 . Однако из наблюдений на "Маринере-9" (см. рис. 6)

следует, что количество озона выше порога обнаружения 3 мкм существует на высоких широтах большую часть года от конца лета до конца весны, в то время как расчет дает $N_{O_3} > 3$ мкм от середины осени до начала весны. На наш взгляд, несовпадение результатов расчета и наблюдений может быть вызвано значительными отклонениями принятых температур от наблюдаемых (см. рис. 66).

Действительно, $N_{O_3} = 3$ мкм при $L_s = 200^\circ$ (см. рис. 69), когда среднесуточная температура, принятая в расчете, равна 190 К (см. рис. 66). Однако по данным Киффера и др. [114] такая температура возникает уже при $L_s = 170^\circ$, что смещает время появления

$N_{O_3} = 3$ мкм на конец лета в соответствии с результатами измерений на "Маринере-9". Аналогично, весной падение содержания озона ниже порога обнаружения будет при $L_s = 70^\circ$ вместо 15° .

На рис. 71 показаны высотные зависимости концентраций озона для разных сезонов, на рис. 68 — концентрации других компонент для условий летнего и зимнего солнцестояний. Из-за приближения

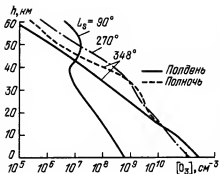


Рис. 71. Концентрация озона для различных сезонов года на 65°N . При $L_s = 90$ и 270° (летнее и зимнее солнцестояние) суточные вариации озона малы и не указаны; для других сезонов они весьма значительны (Шимазаки [113]).

фотохимического равновесия (т.е. пренебрежение переносом) концентрация N^* летом почти не меняется с высотой и составляет $3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ и у поверхности, и на высоте 60 км. Если сравнить ее с результатами нашего расчета (см. рис. 58), то нетрудно убедиться, что при близких значениях у поверхности различия на высоте 60 км превышают порядок величины. Примерно такой же характер зависимости $N(z)$ и в других работах. Завышенные концентрации N^* на высотах 40 – 60 км приводят к пониженному содержанию озона и атомарного кислорода на этих высотах.

Рассмотрим влияние потерь на поверхности на сезонный ход содержания озона (см. рис. 69). При шкале высот озона $\sim 10^6 \text{ см}$ и скорости гетерогенной реакции 1 см/с характерное время жизни озона относительно этого процесса равно 10^6 с . Времена жизни относительно других химических реакций равны 10^3 с летом и 10^7 с зимой для дневных условий, 10^7 и 10^9 с для ночных условий, когда определяющим процессом является реакция O_3 и HO_2 . Таким образом, летом роль поверхности не существенна в дневных условиях, в другие сезоны года она весьма заметна, особенно в середине зимы, когда ночи очень длинные.

Суточные вариации полного содержания озона показаны на рис. 72. Эффект минимален в дни солнцестояний, когда Солнце не восходит и не заходит на широте 65°N , так как наклонение оси вращения Марса около 25° . Величина суточных вариаций значительно меньше, чем в модели Красицкого (см. рис. 60). Для сравнения лучше всего использовать зависимость для $L_s = 201^\circ$ из рис. 72, которая ближе к средне-глобальным условиям в модели Красицкого. Разница в суточных вариациях вызвана тем, что в расчете Шимазаки озон быстро убывает с высотой, а его концентрации у поверхности подвержены малым изменениям в течение суток. У Красицкого значи-

Рис. 72. Суточные вариации содержания озона (Шимазаки [113]).

тельные концентрации озона сохраняются до высот ≈ 35 км, где суточные изменения велики.

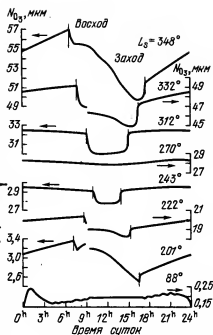
Зависимость концентраций озона и атомного кислорода от высоты в различные моменты суток показана на рис. 73. Действительно, суточные вариации ничтожны у поверхности и составляют два порядка величины на высоте 35 км.

Чтобы объяснить результаты измерений озона с "Марса-5", Шимазаки проделал расчет состава атмосферы на высоте 40 км в приближении фотохимического равновесия (рис. 74). Переменной величиной была температура атмосферы, которая определяла количество водяного пара. Конечно, точность такого приближения позволяет проводить оценки только по порядку величины. Из рис. 74 видно, что наблюдения с "Марса-5" у вечернего терминатора могут быть объяснены при температуре атмосферы 145 К; данные для 9^h 30^m лежат выше расчетной кривой.

Шимазаки [113] обсудил также возможную роль аэрозольных частиц на концентрации озона (см. § 7 гл. II). Он отметил, что полученные Краснополским и др. [18, 58] оценки размера частиц и их количества создадут величину активной поверхности 10^{-7} см² на 1 см³ объема, которая примерно равна поверхности частиц в мезосферных облаках на высоких географических широтах Земли. Присутствие аэрозоли может также увеличить скорость фотодиссоциации в месте расположения аэрозольных слоев, однако этот эффект невелик (менее 20%). Возможна также адсорбция озона на аэрозоли. В стратосфере Земли наблюдается небольшая обратная корреляция содержания озона и аэрозоли, однако там $[O_3] \gg [O]$, и предложенный

Краснополским и Паршевым [18, 94] (§ 7 гл. II) механизм работать не может. Экспериментальной проверкой этой гипотезы было бы исследование корреляции озона и аэрозоли в мезосферных облаках.

Таким образом, большие количества озона появляются в атмосфере Марса зимой на широтах около 60°, где, с одной стороны, температура достаточно низка и обеспечивает конденсацию H_2O и H_2O_2 ,



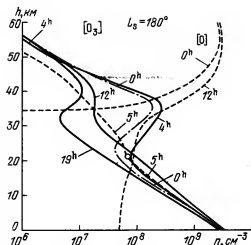


Рис. 73. Профили концентраций озона и атомного кислорода в различные часы суток в эпоху осеннего равноденствия. Кругом показана высота тени в 5^h (Шимазаки [113]).

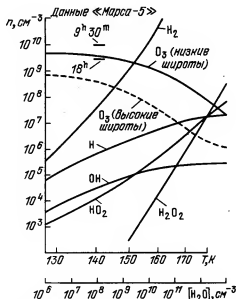


Рис. 74. Расчет состава атмосферы на высоте 40 км в зависимости от температуры конденсации H_2O в приближении фотохимического равновесия (Шимазаки [113]).

а, с другой стороны, скорость фотолиза CO_2 и O_2 не слишком мала у поверхности. По-видимому, основные причины, объясняющие значительные широтно-сезонные вариации озона, можно считать выясненными, за исключением влияния аэрозоля, которое, однако, не может сказываться на очень больших концентрациях озона в приполярных областях зимой. Хотя каждая из описанных моделей состава нижней и средней атмосферы имеет определенные недостатки, которых можно было бы в настоящее время избежать, в целом они дают правильное понимание фотохимических процессов в атмосфере Марса. Следующим важным шагом в этой области было бы построение модели с учетом горизонтального переноса. Значительные сезонные вариации давления в результате испарения и конденсации CO_2 на полярных шапках должны вызывать мощные меридиональные потоки в атмосфере, которые могут приводить к сильному обогащению атомным кислородом полярных областей, где локальная продукция O сильно снижена. Большие локальные вариации озона в приполярных областях указывают на сильное влияние погоды на образование и гибель озона — явление, хорошо известное в земной озоносфере.

ГЛАВА III

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ И ОБЛАЧНОГО СЛОЯ ВЕНЕРЫ

§ 1. Свойства верхней части облачного покрова по данным поляризационных измерений

Поверхность Венеры скрыта от наблюдателя мощным слоем облаков, который в видимой области спектра представляется очень однородным. Наземные спектроскопические наблюдения, которые явились первым источником сведений о химическом составе атмосферы планеты, требуют для интерпретации данных об оптических характеристиках частиц внешней части облачного покрова. Эти характеристики могут быть также ключом к выяснению химического состава облаков. Важные данные в этой области получены поляризметрическими измерениями.

Согласно теории рассеяния света сферическими частицами, развитой Густавом Ми, интенсивность рассеянного частицей света зависит от угла фазы и свойств частицы, определяемых тремя параметрами: $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ (r — радиус частицы) и коэффициентами прелом-

ления n_r и поглощения n_i . Ансамбль частиц одной природы также описывается тремя параметрами: средним радиусом частиц \bar{a} , средним относительным отклонением радиуса \bar{b} и числом частиц n в единице объема. Тогда распределение частиц по размерам дается соотношением

$$\frac{dn}{dr} = n A \gamma^{\frac{(1-3\bar{b})}{\bar{b}} - r/\bar{a}\bar{b}},$$

где $A = (\bar{a}\bar{b})^{(2\bar{b}-1)/\bar{b}} \Gamma^{-1}[(1-2\bar{b})/\bar{b}]$ — нормирующий коэффициент и Γ — гамма-функция.

Измеряя интенсивность света, рассеянного ансамблем частиц при пяти углах фазы, можно составить пять уравнений и вычислить пять параметров, определяющих физические характеристики частиц (n , \bar{a} , \bar{b} , n_r , n_i). При большем числе углов фазы система уравнений становится переопределенной, и точность решения повышается.

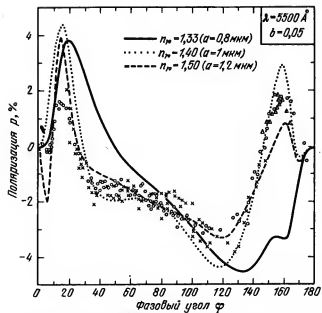
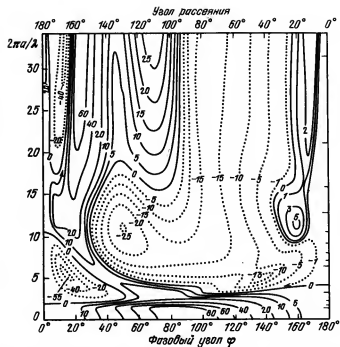


Рис. 75. Зависимость поляризации от фазового угла φ и параметра $\alpha = \frac{2\pi a}{\lambda}$ при $n_v = 1,4$ и $b = 0,05$.

Сплошные линии – положительная поляризация, точечные – отрицательная. Числа у кривых – величина поляризации в процентах (Хансен и Ховенир [119]).

Рис. 76. Поляризация света Венеры: расчет и наблюдения. Расчет выполнен для разных n_v при a , дающих наилучшее согласие с наблюдениями (крестики, треугольники и кружки). Видно, что n_v должен быть между значениями 1,4 и 1,5 (Хансен и Ховенир [119]).

Эта задача легко решается, когда справедливо приближение однократного рассеяния. Наличие многократного рассеяния сглаживает

ет фазовую зависимость коэффициента яркости $R = \frac{\pi I}{I_0}$ (I и I_0 -

интенсивность отраженного и падающего излучений) и существенно понижает точность решения. В этом случае необходимы поляризационные измерения. При рассеянии света условия различны для компонент, имеющих поляризацию в плоскости "источник - частица - приемник" и перпендикулярную к ней. В результате возникает поляризация рассеянного света, степень которой определяется теми же параметрами ансамбля частиц. Однако поляризованная компонента рассеянного излучения вызвана в основном процессами однократного рассеяния; в многократном рассеянии есть очень широкий набор углов фазы для каждого отдельного акта рассеяния, и в целом оно оказывается очень слабо поляризованным. Поэтому поляризационные измерения особенно важны при наличии многократного рассеяния, поскольку они позволяют получить характеристики рассеивающих частиц и в этом случае.

Поляризационные измерения Венеры проводились неоднократно (Лео [115], Коффин и Герельс [116], Дольфус и Коффин [117], Веверка [118]). Их наиболее полная и детальная интерпретация дана Хансеном и Ховениром [119]; здесь мы изложим основные результаты этой работы.

Большие величины альбедо Венеры в видимой и ближней ИК-областях спектра ($A = 0,8 - 0,9$) указывают на очень малую величину истинного поглощения и значительную оптическую толщину атмосферы. Поэтому в расчетах поляризации можно принять $n_i = 0$,

а атмосферу считать полубесконечной.

Рассчитанные фазовые зависимости поляризации для различных $x = \frac{2\pi a}{\lambda}$ при $n_v = 1,4$ и $b = 0,05$ показаны на рис. 75. Аналогичные расчеты были выполнены и для других наборов n_v и b . Подбор параметров расчета, обеспечивающих наилучшее совпадение результатов расчета и наблюдений на 5500 \AA , дал $n_v = 1,44 \pm 0,015$, $b = 1,05 \pm 0,1 \text{ мкм}$ и $b = 0,07 \pm 0,02$ (рис. 76). Помимо рассеяния на частицах облачного слоя, учитывалось рэлеевское рассеяние на газовых компонентах атмосферы. Сопоставление данных расчета и измерений на $\lambda = 9900 \text{ \AA}$ дало $n_v = 1,43 \pm 0,015$; на $\lambda = 3650 \text{ \AA}$ дало $n_v = 1,46 \pm 0,015$. На 3650 \AA рэлеевское рассеяние дает особенно заметный вклад и позволяет получить атмосферное давление на уровне $\tau = 1$, где формируется однократно рассеянное излучение. Оно оказалось равным $50 \pm 20 \text{ мбар}$ (рис. 77).

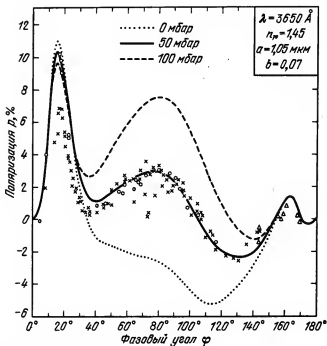


Рис. 77. К определению атмосферного давления на уровне $\tau = 1$ по поляризационным измерениям на $\lambda = 3650 \text{ \AA}$ (Хансен и Ховенир [119]).

Уровень $\tau = 1$ соответствует верхней границе облачного слоя и расположен на высоте 68 км. Хорошее совпадение данных расчета и измерений указывает на то, что принятое приближение сферических частиц соответствует реальной ситуации, и облака на уровне $\tau \approx 1$ состоят из капель жидкости. Для жидкости с очень малым поглощением

$$\frac{n_v^2 + 2}{n_v^2 - 1} = \frac{A}{\lambda^2} - B.$$

Полученные величины n_v хорошо описываются этой зависимостью.

Среди возможных компонент облачного слоя лучше всего соответствует измеренным n_v раствор $\approx 80\% \text{ H}_2\text{SO}_4$. Отождествление частиц облачного слоя с каплями серной кислоты впервые было предложено Силлом [120] и Янгом [121].

§ 2. Интерпретация спектроскопических наблюдений отраженного излучения

Простейший метод интерпретации спектров Венеры предполагает, что облака образуют сплошную поверхность с некоторым коэффициентом отражения на определенном уровне в атмосфере. Тогда наблюдаемые спектральные особенности вызваны либо поглощением в надоблачной атмосфере, либо изменениями коэффициента отражения облаков. Это модель простого отражения; она предполагает рост эквивалентных ширин полос и линий (см. § 1 гл. I) с углом фазы.

Более сложной является модель однородной смеси рассеивающих и поглощающих компонент. В такой модели эквивалентные ширины линий и полос должны уменьшаться с углом фазы. Наблюдения полос CO_2 дают именно такую зависимость (Мороз [1, 122]), и эта модель хорошо соответствует действительности для поглотителей с не зависящим от высоты относительным содержанием.

В общем случае для такой модели необходимо решать уравнение переноса излучения, исходными данными для которого являются альбедо однократного рассеяния ω и индикатриса рассеяния, оптическая толщина облачного слоя τ , альбедо подстилающей поверхности A_s , углы падения и наблюдения. Простые приближенные, но весьма точные формулы для коэффициентов отражения R и пропускания T такой системы были получены Гермогеновой [123] и описаны, в частности, Даниэльсоном и др. [124] и Соболевым [125]. Эти формулы применимы для индикатрисы рассеяния в форме Хенны – Гринштейна

$$\gamma(\varphi) = \frac{1 - q^2}{(1 + q^2 - 2q \cos \varphi)^{3/2}}; \quad q = \frac{1}{2} \int_0^\pi \gamma(\varphi) \cos \varphi \sin \varphi \, d\varphi.$$

Для верхней части облачного слоя Венеры $q = 0,7$ в видимой области спектра и мало меняется с длиной волны.

Таблица 13

Функция $K(\mu)$

μ	$q = 0$	0,25	0,5	0,75	0,875
0	0,433	0,424	0,395	0,333	0,272
0,1	0,540	0,534	0,516	0,484	0,463
0,3	0,711	0,708	0,701	0,692	0,688
0,5	0,872	0,870	0,869	0,869	0,869
0,7	1,028	1,028	1,030	1,033	1,035
0,9	1,182	1,184	1,188	1,192	1,194
1	1,259	1,261	1,265	1,270	1,271

Приводим эти формулы:

$$1 - \omega = \frac{k^2}{3(1-q)}; \quad m = \frac{8k}{3(1-q)}; \quad l = e^{-\frac{1,42k}{1-q}}; \quad f = \exp\left[-k\left(\tau + \frac{1,42}{1-q}\right)\right];$$

$$\tau(\mu_0) = 1 - \left[\frac{1}{2}l^2 + f^2/(1-f^2)\right]mK(\mu_0); \quad t(\mu_0) = \frac{fmK(\mu_0)}{1-f^2};$$

$$\tau_L = 1 - \left[\frac{1}{2}l^2 + f^2/(1-f^2)\right]m; \quad t_L = \frac{fm}{1-f^2}.$$

(выше приведены вспомогательные величины),

$$R(\mu_0) = \tau(\mu_0) + \frac{A_s t_L t(\mu_0)}{1 - A_s \tau_L}; \quad T(\mu_0) = \frac{t(\mu_0)}{1 - A_s \tau_L}.$$

Здесь μ_0 — косинус угла падения излучения. В таблице 13 показаны значения функции $K(\mu)$.

§ 3. Спектроскопия отраженного излучения в видимой и инфракрасной области

Видимая область. Кривая сферического альбеда Венеры в области 0,2 — 4,0 мкм, построенная Морозом [126] по данным измерений Ирвина [127] и Баркера и др. [128] приведена на рис. 78. В видимой области альбеда очень велико и равно 0,83 на участке 6000 — 10000 Å. Можно предположить, что рассеяние в облаках здесь является консервативным и отличие A от единицы вызвано конечной оптической толщиной облаков. Для консервативного рассеяния формулы для R и T требуют раскрытия неопределенности типа 0/0 и дают при $A_s = 0$

$$R(\mu_0) = 1 - \frac{4K(\mu_0)}{3(1-q)\left(\tau + \frac{1,42}{1-q}\right)}.$$

Отсюда $\tau \approx 20 - 25$, что хорошо согласуется с измерениями на спускаемых аппаратах (см. ниже).

Следует отметить, что $R = \frac{1}{2}$ при $\tau \approx 4$. Этот уровень интересен

тем, что здесь выше- и нижележащие слои атмосферы дают примерно равные вклады в отраженное излучение. Хотя в расчетах по приведенной в § 2 модели атмосфера принимается однородной, отклонения от этого допущения могут быть значительными, и концентра-

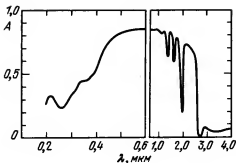


Рис. 78. Альbedo Венеры в области 0,2 – 4 мкм (Мороз [126]).

или того или иного поглотителя, вычисленные в модели однородной атмосферы, можно отнести к уровню $\tau = 4$, так же как поляризационные измерения относят к уровню $\tau = 1$.

Область спектра 1 – 4 мкм. Спектроскопические измерения в ближней ИК-области сыграли важную роль в исследовании химического состава атмосферы Венеры. Они проводились наземными средствами и с использованием высотных самолетов, что позволяет уменьшить влияние теллурического поглощения CO_2 и H_2O . Один из

спектров с невысоким разрешением ($\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = 70$), полученный Пол-

лаком и др. [129] при полете на высоте 13 км, приведен на рис. 79.

Углекислый газ. В области 1 – 4 мкм находится большое количество полос CO_2 . Впервые они наблюдались на Венере Адамсом и Данхэмом в 1932 г. Обзор измерений, выполненных к моменту успешных полетов космических аппаратов на Венеру, дан Морозом [122]. Известно (см. § 1 гл. I), что по наблюдениям слабых и сильных полос можно определить давление и относительное содержание поглощающей компоненты. Приходится, однако, констатировать, что до экспериментов на космических аппаратах эта задача не была однозначно решена наземными наблюдениями. Лишь после того, как прямые эксперименты показали, что относительное содержание $f_{\text{CO}_2} = 0,9 - 1$, была проведена корректировка интерпретации спектроскопических измерений, в соответствии с которой количество CO_2 на уровне формирования линий составляет ~ 1 км·атм, давление 100 – 150 мбар. При известной температуре атмосферы в верхней части облачного слоя $T \approx 230$ К получается положение этого уровня примерно на 5 км ниже, чем для $\tau = 1$ ($p = 50$ мбар, $h = 68$ км), т.е. на 63 км.

Оксид углерода. Полоса CO (2,0) 2,35 мкм была впервые обнаружена Морозом [130], который оценил содержание CO в 5 см·атм. Сопоставление с количеством CO_2 1 км·атм дает $f_{\text{CO}} = 5 \cdot 10^{-5}$. Несколько ранее выполненное обнаружение CO Синтоном [131] в количестве 79 см·атм, следует, видимо, считать ошибочным. Измеренные Морозом количества CO были близки к порогу

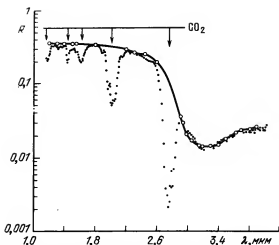


Рис. 79. Спектр Венеры для угла фазы 80° . По ординате приведено отношение измеренного потока к потоку от плоской белой ламбертовской поверхности с площадью, равной освещенной части планеты, при угле падения 0° . Сплошная линия — результат расчета для облачного слоя оптической толщины $\tau = 32$, радиуса капель $1,05$ мкм, состав — $85\% \text{H}_2$, $15\% \text{CO}_2$. Точки — измерения, кружки — расчет. Положение полос CO_2 отмечено стрелками (Поллак и др. [129]).

чувствительности эксперимента. Более совершенная аппаратура высокого разрешения была применима Конном и др. [132]; в их спектрах линии полосы $2,35$ мкм хорошо обнаружимы, и путем сравнения с линиями поглощения CO_2 получается также $f_{\text{CO}_2} = 5 \cdot 10^{-5}$.

Водяной пар. По-видимому, наиболее надежное спектроскопическое определение содержания H_2O в верхней части облачного слоя Венеры было выполнено в лаборатории Койпера (Финк и др. [133]) путем анализа спектров, полученных с самолета. Вклад теллурической H_2O не превышал 10 мкм (как и для атмосферы Марса, количество H_2O может измеряться в мкм осажденной воды). Спектры Венеры сравнивались со спектрами Луны, измеренными в тех же полетах. Определение содержания H_2O проводилось независимо по полосам $1,38$ и $1,9$ и $2,7$ мкм. Как упоминалось ранее (см. § 4 гл. I), использование более сильных полос не дает преимуществ в обнаружении H_2O из-за возрастания теллурического поглощения.

Наилучшее соответствие расчетных спектров измеренным получалось при количествах H_2O $1,8 \pm 0,5$ мкм осажденной воды для по-

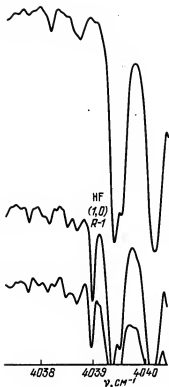


Рис. 80. Одна из линий ($R-1$) полосы $\text{HF}(1,0)$ в спектре Венеры. Верхняя кривая — спектр Солнца, нижние кривые — спектры Венеры для разных условий наблюдения (Конн и др. [134]).

полосы $1,38 \text{ мкм}$, $1,4 \pm 0,5 \text{ мкм}$ для полосы $1,9 \text{ мкм}$, менее 2 мкм для полосы $2,7 \text{ мкм}$. И в модели простого слоя, и для однородной рассеивающей атмосферы эти величины соответствуют $f_{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^{-6}$. Измерения Баркера дают $f_{\text{H}_2\text{O}} = (0,5 - 40) \cdot 10^{-6}$ в зависимости от угла фазы, при больших локальных вариациях.

HCl и HF . Обнаружение этих компонент оказалось возможным благодаря фурье-спектроскопии высокого разрешения (Конн и др. [134]). Линии полосы $\text{HCl}(2,0)$ $1,8 \text{ мкм}$ были хорошо видны в спектре Венеры. Их смещение относительно длин волн, измеренных в лаборатории, совпадало с расчетным доплеровским

сдвигом с точностью около 10^{-2} \AA . Были обнаружены линии обоих изотопов HCl^{35} и HCl^{37} , причем отношение их интенсивностей равнялось $2,4 \pm 0,2$. На Земле отношение изотопов равно $3,06$, и при таком же отношении на Венере отношение эквивалентных ширин линий должно быть от $\sqrt{3,06}$ до $3,06$, в зависимости от давления. Полученная величина $2,4 \pm 0,2$ соответствует давлению $80^{+100}_{-40} \text{ мбар}$; эквивалентная ширина дает количество HCl $1,9 \pm 0,4 \text{ см-атм}$ в модели простого отражения. С поправкой на воздушную массу получаем $f_{\text{HCl}} = 6 \cdot 10^{-7}$.

HF обнаруживается по линиям полос $(1,0)$ $2,45 \text{ мкм}$ и $(2,0)$ $1,3 \text{ мкм}$ (рис. 80). Эквивалентная ширина линий соответствует $f_{\text{HF}} = 5 \cdot 10^{-9}$. До сих пор эта компонента имеет наименьшее относительное содержание из всех, обнаруженных в атмосфере Венеры. Можно отметить, что линии HF намного превосходят порог чувствительности спектрометра, которым они были обнаружены.

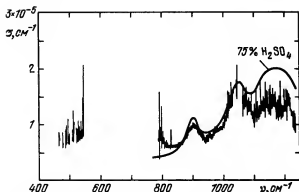


Рис. 81. Спектр Венеры в области 8–22 мкм. Результаты измерений представлены в виде зависимости $\mathcal{G}(\nu)$. Гладкая кривая – расчет для капель $r \approx 1$ мкм раствора 75% H_2SO_4 при числе капель $n = 600 \text{ см}^{-3}$ на высоте 60 км (Сэмюэлсон и др. [137]).

Спектроскопические пределы. По отсутствию линий и полос поглощения Конн и др. [134] оценили верхние пределы содержания CH_4 , CH_3Cl , C_2H_2 и $\text{HCN} \sim 10^{-6}$. Койпер [135] получил пределы содержания $f_{\text{NH}_3} < 3 \cdot 10^{-8}$ и $f_{\text{CO}_2} < 10^{-8}$. Неоднократно предпринимались попытки обнаружить молекулярный кислород по полосе 7620 \AA . Наиболее строгий верхний предел был получен Траубом и Карлтоном [136] $f_{\text{O}_2} < 10^{-6}$.

Серная кислота. Кроме молекулярных полос и линий, в спектре Венеры имеется широкая депрессия, центр которой расположен вблизи $3,2 \text{ мкм}$. Отсутствие тонкой структуры позволяет предположить, что она связана со свойствами частиц облачного слоя, а не с газовыми компонентами. Детальное исследование природы депрессии было проведено Поллаком и др. [129]; в этой работе было показано, что из всех возможных компонент облачного слоя (рассматривались капли Hg , H_2O , водных растворов HCl , H_2SO_4 , HNO_3 , частицы NH_4Cl , $\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, лед H_2O , Hg_2Cl_2 , C_3O_2 , углеводороды, силикаты, карбонаты, сульфат аммония) лучше всего соответствует измерениям аэрозоль с радиусом капель 1 мкм , состоящая из раствора H_2SO_4 концентрацией 85% (см. рис. 79).

Область спектра $8 - 22 \text{ мкм}$. Наиболее детальные наблюдения в этой области были выполнены Самюэльсоном и др. [137]

на фурье-спектрометре с разрешающей способностью $\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = 1000$.

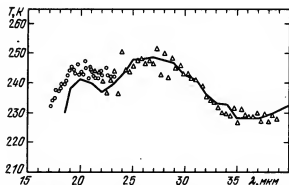


Рис. 82. Спектр Венеры в области 17–38 мкм: наблюдения (кружки и треугольники) и расчет (линия) для облачного слоя из капель 75%-раствора H_2SO_4 (Рид и др. [139]).

Здесь преобладает собственное тепловое излучение облачного слоя Венеры. Чтобы исключить теллурическое поглощение, спектр Венеры сравнивался со спектром Луны, для которой предполагалась температура $T = 360 \text{ K}$ и излучательная способность $\epsilon = 1$.

Расчетный спектр строился с помощью профилей температуры и плотности CO_2 , полученных при радиопросвечивании на "Маринере-5" (Фелдбо и др. [138]). Предполагалась однородная модель облачного слоя, единственным параметром которой является объемный коэффициент ослабления G на некотором фиксированном уровне, в качестве которого была взята высота 60 км. Сопоставление расчета и наблюдений позволяет получить зависимость $G(\lambda)$ (рис. 81). Эта зависимость получена для области 8 – 13 мкм и 18 – 22 мкм; на 13 – 18 мкм, так же как и на 5 – 8 мкм, измерения невозможны из-за сильного теллурического поглощения.

Коэффициент ослабления есть произведение числа частиц n на сечение ослабления. Последнее может быть рассчитано с помощью теории Ми по данным лабораторных измерений комплексного преломления. Расчеты были выполнены для раствора 75% H_2SO_4 и для распределения частиц по размерам, полученного Хансеном и Ховениром (см. § 1). Наилучшее согласие достигается при $n = 600 \text{ см}^{-3}$ на высоте 60 км. Хорошее соответствие расчетного и измеренного спектров является важным дополнительным подтверждением присутствия аэрозоли H_2SO_4 в облачном слое Венеры. Некоторые расхождения могут быть объяснены отклонениями концентрации H_2SO_4 , размера частиц и температурного профиля от принятых в расчете.

Еще одно подтверждение наличия в облаках капель серной кислоты дает спектроскопия в области 17 – 38 мкм (Рид и др. [139]).

Спектр Венеры хорошо согласуется с расчетным спектром для капель радиуса 1 мкм 75%-ного раствора серной кислоты (рис. 82).

Спектр был получен с разрешением $\frac{\lambda}{\Delta\lambda} = 25$ на самолете с высоты 14 км; для сравнения использовался спектр Марса.

§ 4. Оптические измерения на спускаемых аппаратах «Венера-9 — 12»

Измерения химического состава на аппаратах первого поколения. На станциях «Венера-4, 5, 6» устанавливались химические датчики для определения содержания той или иной компоненты атмосферы (Виноградов и др. [140]). Для измерений количества водяного пара использовались датчики электролитического и манометрического типов. Большая часть полученных данных имела характер пороговых оценок; в двух случаях f_{H_2O} было изме-

рено и равнялось $2,5 \cdot 10^{-2}$ на высоте 55 км и $5 \cdot 10^{-3}$ на высоте 45 км. В этих экспериментах было получено относительное содержание $CO_2 \cdot (97 \pm 3)\%$; попытки обнаружить азот, кислород и аммиак не были успешными.

Результаты измерений на «Венерах-9 и 10». Здесь определение f_{H_2O} осуществлялось путем измерения поглощения в полосе 8200 Å. Наблюдения (Мороз и др. [141]) велись в трех фильтрах шириной 50 Å: 8000 Å — непрерывный спектр, 8200 Å — полоса H_2O (211) и 8700 Å — полоса CO_2 (005). Обе полосы создают примерно равное поглощение при $f_{H_2O} \approx 10^{-3}$. Полосы специально выбраны слабыми, чтобы получить данные по содержанию воды на возможно больших глубинах. Прибор был направлен вверх под углом 45° (чтобы избежать экранирования парашютом). Интерпретация измерений с использованием приближенных формул, описывающих перенос излучения в атмосфере в полосе поглощения и вне ее, была дана Морозом и др. [141]. Более точный машинный расчет по методу сферических гармоник выполнен Устиновым и Морозом [142].

Измерения в непрерывном спектре дали возможность уточнения модели облачного слоя. Аэрозольное рассеяние принималось консервативным, его индикатриса в форме Хенли — Гринстейна имела $\frac{1}{2} = 0,7$, т.е. частицы на протяжении всего облачного слоя принимались такими же, как в верхней его части (см. § 1 этой главы). Рассматривалось пять зависимостей коэффициента рассеяния G от высоты; несколько лучшее соответствие результатам измерений в непрерывном спектре получалось в модели с $G = 1,5 \text{ км}^{-1}$ на высотах

68 – 50 км и $\sigma = 0,05$ км на высотах 50 – 20 км, которая ранее была предложена Устиновым [143] при интерпретации широкополосных фотометрических наблюдений на тех же аппаратах (Экономов и др. [144]). Далее для различных моделей облачного слоя рассчитывалась величина поглощения в полосе CO_2 на разных высотах. Здесь велось интегрирование в пределах полосы с шагом по волновому числу 1 см^{-1} . Для всех моделей средняя величина поглощения на высотах около 40 км получалась близкой к измеренной, однако крутизна возрастания поглощения с уменьшением высоты оказалась значительно меньше наблюдаемой. Измерения дают примерно одинаковую зависимость поглощения в полосах 8700 \AA CO_2 и 8200 \AA H_2O . Поэтому далее для выбранной модели облачного слоя рассчитывалось поглощение в полосе H_2O путем задания $k_{\text{H}_2\text{O}}$, которое принималось независимым от высоты. Равное поглощение в обеих полосах получалось при $k_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \cdot 10^{-4}$. Поглощение в полосах H_2O и CO_2 наблюдалось на высотах 35 – 43 км; выше 43 км эффект был мал, ниже 35 км измерения прекратились. Однако на формирование поглощения в полосах должны оказывать влияние и нижележащие слои, поэтому полученная величина $k_{\text{H}_2\text{O}}$ относится к высотам 25 – 45 км. Ее неопределенность оценивается фактором 2.

Измерения на "Венерах-11 и 12". На этих станциях стоял спектрометр с клиновым интерференционным фильтром, который позволял проводить измерения в области 0,43 – 1,17 мкм с разрешением $\frac{\lambda}{\Delta\lambda} \approx 30$ (Экономов и др. [145], Мороз и др. [146]). Прибор

имел поле зрения 20° , его оптическая ось была направлена вертикально. Полученные на разных высотах спектры (рис. 83) показывают примерно трехкратное ослабление излучения в континууме при прохождении высот 62 – 49 км, затем свет слабо поглощается в интервале 49 – 24 км, что указывает на хорошую прозрачность атмосферы в этой области высот; ниже ослабление возрастает. В спектрах хорошо видны полосы поглощения CO_2 и H_2O , интенсивность которых возрастает с уменьшением высоты. Другая особенность спектров – наличие непрерывного поглощения в коротковолновой части.

Кроме спектрометра, прибор содержал сканер, позволяющий измерять пространственное распределение светового потока в четырех участках спектра.

Аэрозольная компонента и ее характеристики определялись главным образом по измерениям сканера (Головин и др. [147]). Измерения начались на высоте 63 км, причем вначале ин-

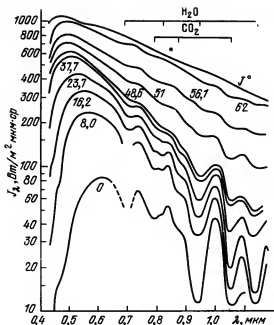


Рис. 83. Спектры солнечного излучения, полученные при спуске "Венеры-11". Цифры у кривых дают значения высоты измерений (Экономов и др. [145]).

тенсивность света из зенита оказалась меньше, чем из нижней полусферы. Расчет показывает, что они примерно равны при $3(1 - q) \tau \approx 2$. Если для верхней части облаков Венеры параметр Хенны - Гринштейна $q = 0,7$, то на высоте 63 км $\tau \leq 2$. Далее использовался метод решения обратной задачи оптического зондирования, предложенный Устиновым [143], согласно которому коэффициент ослабления σ , альбеда однократного рассеяния ω и величина q могут быть определены по измерениям интенсивности из двух направлений с разными зенитными расстояниями z :

$$I(h, \cos z) = \frac{1}{2} i_0(h) + \frac{5}{2} \cos z i_1(h).$$

Составив два уравнения для каждого из направлений и определив $i_0(h)$ и $i_1(h)$, получаем

$$\sigma(1 - \omega) = \frac{1}{i_0} \frac{di_1}{dh} \quad \text{и} \quad \sigma(1 - q) = \frac{1}{3i_1} \frac{di_0}{dh}.$$

Задача оптического зондирования в принципе неоднозначна; поэтому для получения трех величин имеются только два уравнения и тре-

буются те или иные допущения относительно одной из неизвестных. Чем больше отличаются косинусы z , тем точнее результат. При обработке использовались измерения при $z = 0^\circ$ и $z = 130^\circ$. Результаты расчета для $q = 0,7$ показаны на рис. 84. В действительности q равно 0,55 – 0,75, если использовать спектры размеров частиц облачного слоя, измеренные на "Пионер-Венус" (Нолленберг и Хантен [148]). Измерения подтверждают наличие трех слоев облаков; верхний слой (выше 57 км) имеет оптическую толщину

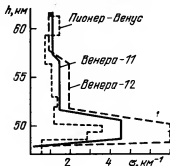


Рис. 84. Зависимость коэффициента ослабления G от высоты в облачном слое Венеры (Головин и др. [147]).

$\tau = 7$ и $\tau = 6$ (для "Венеры-11" и "Венеры-12" соответственно), средний слой (51 – 57 км) – 9 и 12,5, нижний слой – 12 и 20. Ошибки измерений не позволяют с достаточной точностью определить ω ; полученные оценки $(1 - \omega) \lesssim 5 \cdot 10^{-4}$ как для среднего, так и для верхнего слоя облаков на длинах волн 0,49 – 0,73 мкм вне полос поглощения H_2O .

Согласно рис. 84 коэффициент ослабления в облачном слое составляет $1,3 \text{ км}^{-1}$ в его верхней части и $5 - 7 \text{ км}^{-1}$ в нижней части. Фотометрические профили и измерения со сканером позволили обнаружить аэрозоль в атмосфере Венеры и на высотах менее 48 км. Типичная величина избыточного по сравнению с рэлеевской атмосферой рассеяния составляла $G \approx 0,1 \text{ км}^{-1}$; при этом наблюдалась зависимость G от длины волны, разная на разных высотах. Наличие такой зависимости указывает на то, что размер частиц сопоставим

с длиной волны $\frac{2\pi r}{\lambda} \lesssim 1$ или $r \lesssim 0,1 \text{ мкм}$; так как показатель степени в этой зависимости меньше четырех, то частицы не намного меньше длины волны. Отсюда получаем ограничение $0,03 \text{ мкм} \lesssim r \lesssim 0,1 \text{ мкм}$. Более точные значения r вычислялись по теории Ми по измеренным зависимостям $G(\lambda)$. При интерпретации наблюдений в подоблачном слое принималось $q = 0$, что характерно для малых частиц.

Результаты измерений аэрозолей ниже границы облачного слоя можно обобщить следующим образом. По данным "Венеры-11"

радиус частиц составлял 0,08 – 0,1 мкм на высоте 40 км, 0,05 – 0,07 мкм на 35 км и был менее 0,04 мкм на 25 км. Величина σ для $\lambda = 0,6 - 0,7$ мкм (в этой области истинное поглощение в облаках минимально) оставалась практически постоянной на высотах 45 – 20 км (рис. 85). Над местом посадки "Венеры-12" $r = 0,2 - 0,3$ мкм на высоте 45 км, 0,2 мкм на 40 км и 0,1 мкм на 35 км. Плотность аэрозоля резко убывает ниже 40 км и становится ненаблюдаемой ниже 30 км. Аналогичная интерпретация данных "Венеры-9 и 10" приводит к $r \leq 0,1$ мкм на высоте 30 – 45 км и нижней границе слоя на высоте 30 – 25 км.

Для малых частиц измерения не позволяют определить коэффициента преломления n_r . Его оценка была получена только для данных "Венеры-12" на высоте 45 км, где $r \approx 0,25$ мкм: $n_r \leq 1,8$. Зная размер частиц и коэффициент ослабления, нетрудно получить число частиц n в см^{-3} , принимая $n_r = 1,5$. Для $h = 35$ км, где величины σ , полученные на четырех аппаратах, совпадают, $n \approx 0,8 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, что при $r \approx 0,1$ мкм и плотности аэрозольного вещества $\approx 2 \text{ г/см}^3$ дает относительное содержание аэрозольного вещества $f_a \approx 5 \cdot 10^{-9}$.

Содержание водяного пара (Мороз и др. [146]). Если известны оптические характеристики аэрозольной среды, то для расчета поглощения в полосах H_2O надо знать зависимость коэффициента

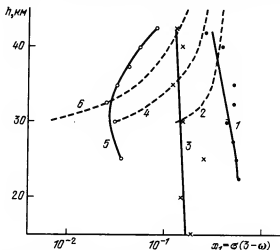


Рис. 85. Зависимость коэффициента аэрозольного рассеяния $\sigma(3-\omega)$ от высоты для разных длин волн (1, 2 – 0,49 мкм; 3, 4 – 0,7 мкм; 5, 6 – 1,0 мкм). Данные "Венеры-11" – сплошные линии, "Венеры-12" – штриховые (Головин и др. [147]).

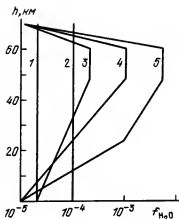


Рис. 86. Модели относительного содержания f_{H_2O} , принятые в расчете (Мороз и др. [146]).

поглощения паров воды от температуры и давления для разных длин волн в пределах полосы, задаться каким-либо высотным профилем содержания H_2O и провести расчет переноса излучения. Сравнивая затем результаты расчета и наблюдений, можно, варьируя принятое распределение H_2O , добиться их совпадения; тогда как это распределение будет соответствовать истинному. Здесь существуют две трудности: во-первых, отсутствие сведений о поглощении H_2O при $\lambda < 1$ мкм в необходимом интервале давлений и температур, во-вторых, полоса состоит из большого числа линий, и в ее пределах коэффициент поглощения сильно меняется с длиной волны и, кроме того, сложным образом зависит от количества H_2O . Эти вопросы были кратко рассмотрены в § 1 гл. I.

Мороз и др. [146] для получения данных о содержании H_2O провели лабораторные измерения поглощения в полосах H_2O в условиях, имитирующих существующие в нижней атмосфере Венеры. Эти измерения использовались для расчета переноса излучения в полосе по модели Эльзассера (полоса, состоящая из равноудаленных линий одинаковой интенсивности); расчет переноса излучения проводился методом сложения слоев в двухпоточковом приближении. Зависимости $f_{H_2O}(\lambda)$, использованные в расчете, показаны на рис. 86. Измеренные и рассчитанные величины пропускания в полосах 0,82 и 0,95 мкм показаны на рис. 87. Наилучшее согласие для четвертой модели распределения воды, где $f_{H_2O} = 2 \cdot 10^{-4}$ в облачном слое, $2 \cdot 10^{-5}$

у поверхности и постепенно изменяется между этими величинами в пределах подоблачной атмосферы. Точность определения содержания воды оценивается фактором порядка 2. Данные по содержанию воды на основе измерений на "Венерах-9 и 10" согласуются с экспериментами на "Венерах-11 и 12" в пределах их точности. Следует отметить, что последние эксперименты методически гораздо более надежны.

Коротковолновое поглощение. В области 4500 – 6000 Å в измеренных спектрах, показанных на рис. 83, хорошо видно сильное падение интенсивности с уменьшением длины волны. Возможны две

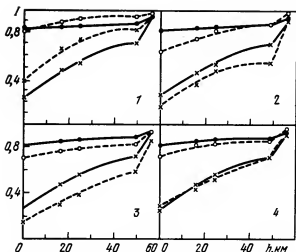


Рис. 87. Интенсивность полос H_2O 0,82 мкм (точки и кружки) и 0,95 мкм (крестики) в измеренных (сплошные линии) и расчетных (штриховые линии) спектрах (Мороз и др. [146]).

его причины: рэлеевское рассеяние в нижней атмосфере и наличие истинного поглощения. Простой расчет с использованием асимптотических формул (см. § 2) показывает уменьшение истинного поглощения у поверхности на высотах до 8 км и его наличие на высотах 8 – 30 км, где $1 - \omega \approx 5 \cdot 10^{-3}$ при $\lambda = 4500 \text{ \AA}$. Выше поглощение несколько убывает. Санько [149] указал на сходный характер высотной зависимости концентраций аллотропических модификаций газообразной серы S_3 и S_4 при независимом от высоты полном содержании свободной серы. Он сравнил температурный ход коэффициента поглощения серы по данным лабораторных измерений с соответствующей зависимостью концентраций соединений S_n ($n \leq 8$) в этих измерениях и пришел к выводу, что в области $4500 - 6000 \text{ \AA}$ поглощают S_3 и S_4 . Интерпретация измерений на $\lambda = 5000 \text{ \AA}$ в предположении, что поглощение здесь вызвано S_3 , дает относительное содержание молекул S_2 (которые в условиях высокой температуры и низкого парциального давления являются абсолютно преобладающей формой серы) $f_{\text{S}_2} = 8 \cdot 10^{-8}$. Если же поглощение вызвано S_4 , то $f_{\text{S}_2} = 2 \cdot 10^{-7}$. Мейер и др. [150] указывают, что на $5000 - 6000 \text{ \AA}$ поглощение вызвано как S_3 , так и S_4 ; тогда f_{S_2} находится между этими величинами. Они же считают, что на 4500 \AA погло-

щает только S_3 . Обработка данных на 4500 Å в этом предположении приводит к $f_{S_2} = 2 \cdot 10^{-8}$ (Санько [149]). Эту же величину получили Мороз и др. [151] в результате обработки данных сканера в фильтре $4500 - 5500 \text{ Å}$. Таким образом, здесь есть некоторое противоречие. На наш взгляд, его причина может быть в том, что при очень малом количестве свободной серы в атмосфере не успевает установиться термодинамическое равновесие между ее модификациями, и поэтому пересчет данных на молекулы S_2 оказывается неверным. В то же время $[S_2]$ на три порядка больше, чем $[S_3]$, и на семь порядков больше $[S_4]$, и поэтому данные по S_3 и S_4 без знания количества S_2 сами по себе малоинтересны. Можно считать $f_{S_2} = 2 \cdot 10^{-8} \div 2 \cdot 10^{-7}$ (см. § 5 гл. IV).

Надо отметить, что подобие высотных распределений S_3 и S_4 и поглощения в атмосфере является достаточно убедительным доводом в пользу серы как поглощающего агента. Оценки содержания хлора, брома и двуокиси азота, которые в первых публикациях рассматривались как возможные кандидаты, следует считать верхними пределами: $f_{Cl_2} < 4 \cdot 10^{-9}$, $f_{Br_2} < 10^{-10}$, $f_{NO_2} < 5 \cdot 10^{-10}$ (Мороз и др. [151]). Оценка $f_{O_2} \leq 3 \cdot 10^{-5}$ (Краснопольский и Паршев [152]) сделана по отсутствию полосы поглощения 7620 Å . Мы также определили f_{NO_2} и f_{Cl_2} по уровню поглощения на 5000 Å . Для f_{NO_2} результат совпал с данными Мороза и др. [151]; сечение поглощения NO_2 в 500 раз больше, чем Cl_2 при $\lambda = 5000 \text{ Å}$, и поэтому $f_{Cl_2} < 2 \cdot 10^{-7}$. Отношение сечений на 4500 Å равно 130, и тогда $f_{Cl_2} < 7 \cdot 10^{-8}$. По-видимому, разумно принять $f_{Cl_2} < 10^{-7}$.

§ 5. Масс-спектрометрические и газохроматографические измерения в нижней атмосфере

Масс-спектрометрия на "Венерах-11 и 12" (Истомин и др. [153, 154]). На спускаемых аппаратах "Венера-11 и 12" были установлены масс-спектрометры, работавшие в диапазоне масс 11 - 105, с разрешением около 35. Они включались на высоте 23 км и работали до посадки на поверхность. В совокупности обоими аппаратами было взято 22 пробы газа и передано на Землю 176

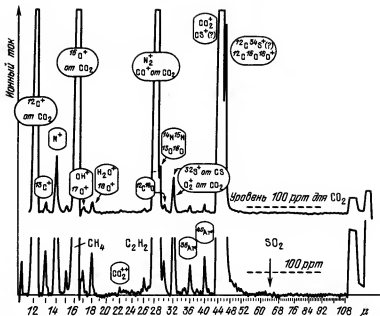


Рис. 88. Спектр масс, полученный "Венерой-11" (зависимость ионного тока от молекулярной массы ионов μ) (Истомин и др. [154]); 1 ppm соответствует $i_i = 10^{-6}$. В нижнем спектре шкала ионного тока увеличена в четыре раза.

спектров, характеризующих химический и изотопный состав атмосферы. На рис. 88 приведен спектр масс, полученный "Венерой-11".

Оценка содержания азота проводилась путем сравнения пиков $\mu = 14$ в измеренных и лабораторных спектрах; получена величина $4 \pm 0,3\%$. Из сравнения пиков 14 и 15 можно заключить, что изотопный состав азота близок к земному. Аналогично, по пикам 12 и 13, которые получаются при диссоциации CO_2 в ионном источнике, следует $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 1,12 \pm 0,02 \cdot 10^{-2}$, что в пределах указанной ошибки совпадает с значением для земной атмосферы. Сравнение пиков масс 12 и 46 позволяет получить отношение изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, поскольку первый пик вызван диссоциацией $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, а второй дает количество $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$. Это отношение оказывается на $4 \pm 2\%$ выше, чем в земной атмосфере. Хотя разница составляет всего лишь две средние ошибки σ , Истомин и др. [154] считают, что она может быть вызвана $^{12}\text{C}^{34}\text{S}$, так как только 70% пика 32 вызвано диссоциацией CO_2 , а остальная часть может быть вызвана серой из-за

диссоциации CS . Сравнивая измеренный избыток пика 46 на Венере с отношением $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 2,04 \cdot 10^{-3}$ и $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 4,5 \cdot 10^{-2}$ на Земле, получаем содержание $f_{\text{CS}} = 2 \cdot 10^{-3}$ (в [154] приводится $4 \cdot 10^{-3}$), которое нам представляется чрезмерно большим. Пик 64 (SO_2) не был обнаружен; предполагая чувствительность прибора к SO_2 и CO_2 одинаковой, Истомин и др. [154] получили $f_{\text{SO}_2} < 2,5 \cdot 10^{-5}$. Впоследствии выяснилось, что это предположение неприемлемо, в частности, из-за большой адсорбции SO_2 . На наш взгляд, возможно, часть избытка пика 32 вызвана диссоциацией SO_2 , а отклонение величины пика 46 от ожидаемой для земного отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в 2 σ является вполне допустимым.

Содержание аргона было определено $f_{\text{Ar}} = (1,1 \pm 0,2) \cdot 10^{-4}$; отношение радиогенного изотопа ^{40}Ar к сумме первичных изотопов $^{36}\text{Ar} + ^{38}\text{Ar}$ равно единице, а не 300, как в земной атмосфере. Близко к земному, но отличается от него значительно больше, чем на G , отношение $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ ($5,07 \pm 0,05$ вместо 5,35). Содержание неона оценено в $f_{\text{Ne}} = (1,2 \pm 0,4) \cdot 10^{-5}$ по пику 20; чувствительность к неону была небольшой из-за его высокого потенциала ионизации. Очень малым оказалось содержание криптона $f_{\text{Kr}} = (6 \pm 2) \cdot 10^{-7}$, однако при усреднении большого числа спектров пик криптона не только хорошо обнаруживается, но даже удается подтвердить сходство изотопных отношений для Венеры и Земли. В пике 18 есть некоторый избыток (около 30%) над изотопом ^{18}O , возникающем при диссоциации CO_2 ; он вызван водяным паром в количестве $f_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-4}$.

Масс-спектрометрические измерения на "Пионер-Венус" (ХOFFMAN и др. [155]). Установленный на большом зонде масс-спектрометр измерял спектры атмосферы от 1 до 208 единицы массы. Его разрешение было весьма высоким, что позволяло разделять мультиплеты (например, отличить CN_4 от ^{16}O). Прибор включался на высоте 65 км; на высоте 50 км его капилляр натекания оказался закрытым аэрозольной частицей, спектр масс которой соответствовал раствору серной кислоты с концентрацией 85%. Лишь на высоте 28 км возобновилось натекание в прибор, но воздействие капли серной кислоты сказывалось и на меньших высотах. Определение состава капли производилось по пикам 64 (SO_2), 48 (SO), 18 (H_2O); для получения количественных оценок проводилась лабораторная имитация этого процесса. Относительное содержание аргона

$f_{Ar} = (7_{-3}^{+5}) \cdot 10^{-5}$, данные по изотопным отношениям аргона практически совпадают с полученными на "Венерах-11 и 12". Точность отношения $^{36}Ar/^{38}Ar$ оказалась несколько меньшей, чем в эксперименте Истомина и др., и в пределах этой точности полученное отношение совпадает с земным. Количество других инертных газов в атмосфере определялось по отношению к аргону, и в полученные величины входят ошибки определения аргона. Для неона $f_{Ne} = (1,0_{-0,6}^{+2}) \cdot 10^{-5}$, $^{22}Ne/^{20}Ne = 0,07 \pm 0,02$; это отношение ближе к значению для солнечного ветра, чем для Земли (0,097). Пик $\mu=3$ целиком вызван молекулой ND или ионом N_3^+ , образованными в ионном источнике; из него следует, что H/D близко к земному (6700); отсутствие заметного вклада 3He дает $^3He/^4He \leq 3 \cdot 10^{-4}$; для Земли оно равно $1,4 \cdot 10^{-6}$. Криптон первоначально не был обнаружен; более детальный анализ позволил найти следы криптона в количестве $f_{Kr} \approx 5 \cdot 10^{-8}$ (Донахью [155a]), т.е. на порядок величины меньше измеренного на "Венерах". То же значение является верхним пределом для ксенона. Отношение $^{13}C/^{12}C$ определялось по пикам 45 и 44 (C_2) и равно $(1,19 \pm 0,06) \cdot 10^{-2}$, что близко к земному. Из соотношения пиков 28 ($^{12}C^{16}O$ и $^{14}N_2$) и 30 ($^{12}C^{18}O$) следует $f_{N_2} = 4 \pm 2\%$. Окись углерода, возникшая при диссоциации C_2 в ионном источнике, намного превосходит атмосферную C_2 , и ее нельзя определить. Было измерено $^{18}O/^{16}O = 2 \cdot 10^{-3}$ (совпадает с земным). Пик 34 после вычета ^{34}S , возникшей при диссоциации SO_2 и CO_2 , имеет высотную зависимость, сходную с ^{36}Ar и пиком 33. Отсюда сделан вывод, что он вызван N_2S , а пик 33 — HS ; тогда $f_{N_2S} = (3 \pm 2) \cdot 10^{-6}$. Из подобия высотного профиля избытка пика 30 (C_2H_2) пику ^{36}Ar сделан вывод, что он вызван атмосферным газом, и тогда $f_{C_2H_2} \approx 2 \cdot 10^{-6}$. Остальные полученные величины представляют собой верхние пределы: $f_{SO_2} \leq 10^{-5}$ на высоте 55 км и $< 3 \cdot 10^{-4}$ на высоте 24 км; $f_{H_2O} < 10^{-3}$, $f_{O_2} < 3 \cdot 10^{-5}$, $f_{CO_2} < 3 \cdot 10^{-6}$ выше 24 км, $f_{HCl} + f_{Cl_2} < 10^{-5}$, $f_{Hg} < 5 \cdot 10^{-6}$.

Газовая хроматография состава атмосферы по данным "Венеры-12". Если подать к концу трубки, наполненной сорбентом (порошком, на поверхности частиц которого происходит адсорбция), пробу атмосферного газа, а затем создать избыточное давление какого-нибудь газа-носителя, то поток газа-носителя будет переносить молекулы пробы к другому концу трубки. Время такого переноса зависит от величины адсорбции, т.е. определяется свойствами сорбента и химической природой газа. Поэтому на выходе такого устройства происходит разделение газовой смеси на компоненты. Можно создать детектор, нечувствительный к газу-носителю, но хорошо регистрирующий примеси в нем. Например, при использовании в качестве газа-носителя гелия, обладающего самым большим потенциалом ионизации, возможно облучение выходящего потока газа электронами малой энергии; тогда ионизация гелия не будет происходить, а ионизация других газов дает легко регистрируемый ионный ток. Такого рода система химического анализа газа называется газовым хроматографом. Его идея впервые возникла в экспериментах русского ученого М.С. Цвета в 1904 г. Несмотря на принципиальную простоту, газовый хроматограф является довольно сложным прибором со множеством клапанов, разделителей, хроматографических колонок (трубок с сорбентами), системой забора пробы, детектором и т.д. Газовые хроматографы позволяют за сравнительно короткое время (минуты) проводить анализ газовой пробы и обнаруживать в ней компоненты с относительными концентрациями порядка 10^{-6} и более, при давлениях в несколько атмосфер. При этом не происходит изменений химического состава газа, что наблюдается, например, в масс-спектрометре из-за диссоциации молекул в ионном источнике. Недостатками газового хроматографа являются невозможность его использования при малых атмосферных давлениях, например, для исследования верхней атмосферы, так как его чувствительность примерно пропорциональна давлению, и невозможность разделения данным сорбентом некоторых компонент. Чтобы избежать этого, используются системы из нескольких колонок с разными сорбентами. Малые компоненты атмосферы с относительным содержанием порядка 10^{-5} дают на выходе детектора отклонения от фоновой величины сигнала менее 1%, и поэтому газовые хроматограммы менее наглядны, чем, например, спектры масс.

Газовый хроматограф "Венеры-12" произвел восемь анализов на высотах от 42 км до поверхности (Гельман и др. [156]). Относительные содержания азота и аргона не меняются с высотой и равны $f_{N_2} = (2,5 \pm 0,3) \cdot 10^{-2}$ и $f_{Ar} = (4 \pm 1) \cdot 10^{-5}$. Для окиси углерода $f_{CO} = 3 \cdot 10^{-5}$ выше 36 км и уменьшается до $1,7 \cdot 10^{-5}$ на высоте 12 км. Величина пика SO_2 мало меняется с высотой и дает $f_{SO_2} = (1,3 \pm 0,35) \cdot 10^{-4}$. Несмотря на все меры предосторожности, в приборе не удалось полностью исключить влияние собственной ад-

сорбированной воды. Однако время выхода пиков приборной и атмосферной воды несколько различно, что позволяет оценить $f_{\text{H}_2\text{O}} = (5 \pm 3) \cdot 10^{-5}$. Количество кислорода оказалось ниже порога чувствительности, $f_{\text{O}_2} < 2 \cdot 10^{-5}$. На хроматограммах после машинной обработки видны следы CO_2 , H_2 , Кг. Однако более тщательный анализ подтвердил только присутствие CO_2 , хотя количественных оценок не было дано.

Газовая хроматография на "Пионер-Венус" (Ояма и др. [157]). Во время посадки большого зонда "Пионер-Венус" были исследованы три пробы из атмосферы на высотах 51,6, 41,7 и 21,6 км. Наиболее точно было измерено содержание азота, которое оказалось равным $4,6 \pm 0,14\%$, $3,54 \pm 0,04\%$ и $3,41 \pm 0,01\%$. Поскольку изменение f_{N_2} с высотой намного превышает ошибки измерений, авторы [157] делают вывод о неприменимости простой модели перемешанной атмосферы для азота. Довольно значительными и меняющимися с высотой оказались измеренные количества водяного пара: $f_{\text{H}_2\text{O}} < 6 \cdot 10^{-4}$ на высоте 51,6 км и $f_{\text{H}_2\text{O}} = (5,2 \pm 0,7) \cdot 10^{-3}$

и $(1,35 \pm 0,15) \cdot 10^{-3}$ на 41,7 и 21,6 км. Первые две величины соответствуют равновесному количеству водяного пара над раствором серной кислоты с концентрацией 87% и 89%. Однако содержание пара H_2O над раствором серной кислоты меняется в настолько широких пределах в зависимости от концентрации раствора, что это соответствие не может, на наш взгляд, рассматриваться как серьезный аргумент в пользу правильности измерений.

В первых двух пробах был обнаружен кислород в количествах $f_{\text{O}_2} = (4,4 \pm 2,5) \cdot 10^{-5}$ и $(1,6 \pm 0,7) \cdot 10^{-5}$. Содержание аргона $f_{\text{Ar}} = (6,7 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}$ не зависит от высоты. Количество CO убывает от $3,2 \cdot 10^{-5}$ в первой пробе до $2 \cdot 10^{-5}$ в третьей. Была обнаружена двуокись серы $f_{\text{SO}_2} = 1,8 \cdot 10^{-4}$ и неон $f_{\text{Ne}} = 4 \cdot 10^{-6}$. В третьей пробе получены верхние пределы: 10^{-5} для H_2 , 10^{-6} для углеводородов, $2 \cdot 10^{-6}$ для H_2S и COS .

§ 6. Физические характеристики облачного слоя

Здесь речь пойдет о таких свойствах облаков, как размер и число частиц, их агрегатное состояние (твердые или жидкие частицы), показатель преломления и поглощения, геометрия слоев и т.д. Имея эти данные, можно сделать некоторые выводы о природе облачного слоя и, в частности, о его химическом составе. Примером тому бы-

ли рассмотренные нами в § 1 поляризметрические наблюдения, которые показали, что верхняя часть облачного слоя состоит из капель раствора серной кислоты.

На спускаемых аппаратах применялись три методики исследования физических свойств облачного слоя: фотометрия, нефелометрия и спектрометрия размеров частиц. Фотометрические измерения на "Венерах" и их интерпретация изложены в § 4.

Нефелометрические измерения на "Венере-9 и 10" (Маров и др. [158]). В § 1 отмечалось, что свойства ансамбля частиц одной природы описываются пятью параметрами: средним эффективным радиусом и средней величиной отклонения от него, числом частиц в см³, коэффициентом преломления и поглощения. Поэтому измерения интенсивности рассеянного света под пятью углами дает возможность определить эти параметры. На этом принципе работает нефелометр, который освещает узким пучком некоторый объем окружающей спускаемый аппарат среды и измеряет интенсивность рассеянного в этом объеме света под разными углами. Так как фотометрические наблюдения с Земли показывают очень малую величину истинного поглощения в облаках Венеры, то вместо пяти имеются четыре параметра, и для их получения нефелометры на "Венерах-9 и 10" измеряли рассеяние в четырех углах - 4, 15, 45 и 180°.

Измерения показали, что облака состоят из трех слоев, различающихся по своим характеристикам. Верхний слой находится выше 58 км и содержит частицы с радиусом, увеличивающимся от 1 до 1,3 мкм с уменьшением высоты, и имеющие коэффициент преломления 1,46. Вероятно, это капли серной кислоты. Оптическая толщина верхнего слоя $\tau = 7$, среднее число частиц $n = 250 \text{ см}^{-3}$, коэффициент рассеяния $G = 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$. Верхний слой облаков весьма неоднороден по высоте, и среднее число частиц может меняться в полтора раза в точках, различающихся на 1 км по высоте. Средний слой, наиболее мощный, расположен на высотах 58 - 51 км, имеет оптическую толщину $\tau = 27$, $G = 4 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$; здесь средний радиус частиц 1,6 - 1,9 мкм, коэффициент преломления около 1,35. Однако характеристики среднего облачного слоя плохо описываются одномодовым распределением, и, вероятно, он состоит из двух фракций частиц различной природы. С учетом этого вывода надо рассматривать величины среднего радиуса и коэффициента преломления. Нижний слой облаков на 51 - 49 км по характеристикам ближе к верхнему: он также имеет сложную структуру по высоте, коэффициент преломления 1,42, радиус частиц около 1,5 мкм, оптическая толщина $\tau = 2$. Под облаками на высоте 49 - 32 км есть мелкодисперсная подоблачная дымка из частиц радиусом около 0,13 мкм и $G \approx 4 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}$.

Спектрометрия размеров частиц на "Пионер-Венус" (Нолленберг и Хантен [148]). Прибор для непосредственного из-

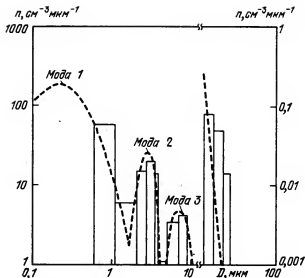


Рис. 89. Распределение по размерам частиц облачного слоя на высоте 54 км. Штриховая линия – аппроксимация измеренного спектра размеров трехмодовым распределением (Нолленберг и Хантен

[148]). Спектр представляет собой зависимость числа частиц в см⁻³ в интервале диаметров ΔD , отнесенного к этому интервалу.

мерения размеров частиц содержал лазер, луч которого расщеплялся на три пучка. Тени от частиц проецировались на три линейки из двенадцати фотодиодов радиусами 2,5, 10 и 25 мкм соответственно. Если тень закрывала более 2/3 поверхности фотодиода, то регистрировалось прохождение частицы. По числу одновременно затененных фотодиодов определялся ее размер. Таким образом, три линейки перекрывали диапазоны радиусов 2,5 – 25 мкм, 10 – 100 мкм и 25 – 250 мкм. Для частиц $r < 2,5$ мкм использовался дополнительный канал, в котором измерялась величина импульса от каждой частицы. Это позволяло регистрировать частицы радиусом до 0,25 мкм.

Распределение частиц облачного слоя по размерам оказалось весьма неравномерным и показано на рис. 89. Наличие трех максимумов в измеренном распределении предполагает присутствие трех сортов частиц, каждый из которых может быть описан тем или иным стандартным распределением или модой. Здесь следует отметить два обстоятельства. Во-первых, отсутствие данных при $r < 0,25$ мкм делает неоднозначным выбор параметров, описывающих первую моду. Поэтому число частиц первой моды, вообще говоря, неизвестно. Однако вклад очень малых частиц в коэффициент рассеяния σ и в плотность аэрозоля ρ_a даже только первой моды велик, и ожидаемая неопределенность этих величин не превосходит

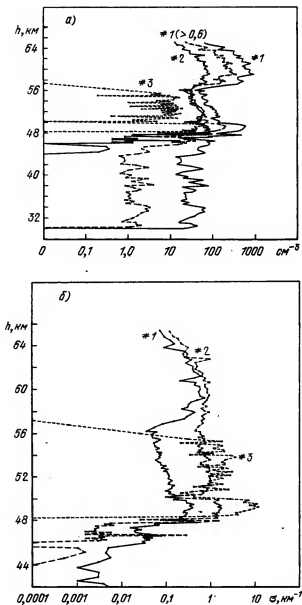
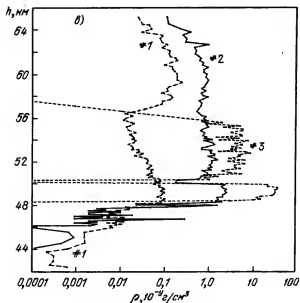


Рис. 90. Зависимость числа частиц в см³ (а), коэффициента ослабления (б) и плотности (в) от высоты для трех мод аэрозольных частиц (Нолленберг и Хантен [148]).



Окончание рис. 90.

20%. Во-вторых, для частиц $r \geq 10$ мкм имеется расхождение между измеренными значениями и полученной аппроксимацией.

Трехмодовое распределение частиц является типичным для облачного слоя Венеры, и хотя средний эффективный радиус частиц и его среднее отклонение для каждой моды несколько меняются с высотой, целесообразно рассматривать основные физические характеристики частиц (n , β , ρ_p) для каждой моды в отдельности. Они представлены на рис. 90. Эти данные подтверждают деление основной части облаков на три слоя с границами на высотах 57 км, 50 км и 48 км, полученное в нефелометрическом эксперименте на "Венерах-9 и 10" (Маров и др. [158]). Верхний слой облаков находится выше 57 км и состоит из частиц только первой и второй мод. Характерный радиус частиц первой моды $r \approx 0,2$ мкм и второй моды — 1 — 1,2 мкм. Максимум плотности достигается на высоте 60 км, ниже она убывает за счет частиц первой моды; количество частиц $r \approx 1$ мкм остается почти постоянным ниже 60 км. Эти частицы в основном обнаруживаются в поляризметрических наблюдениях. Оптическая толщина верхнего слоя $\tau = 7$; 70% этой величины дают микронные частицы. Полная масса аэрозоля в слое 10^{-3} г/см²; масса частиц первой моды составляет 10^{-4} г/см².

Средний слой облаков (57 — 50 км) характеризуется появлением крупных частиц $r \approx 3,5$ мкм (частицы третьей моды). Они дают основной вклад в коэффициент рассеяния и в плотность аэрозоля на этих высотах. Число частиц третьей моды радиусом 10 —

20 мкм, которые измерялись в каналах 2,5 - 25 мкм и 10 - 100 мкм, оказалось сильно различным. Детальный анализ геометрии наблюдений показывает, что это возможно при значительных отклонениях формы частиц от сферической. Действительно, если, например, частицы представляют собой вытянутые бруски толщиной 4 - 12 мкм, то они будут регистрироваться в канале 2,5 - 25 мкм и не будут в канале 10 - 100 мкм, независимо от своей длины. Таким образом, частицы третьей моды представляют собой кристаллы. Оптическая толщина среднего слоя $\tau = 0,34 + 3,5 + 6,2 = 10$, полная масса аэрозоли $M = (0,2 + 4,7 + 40) \cdot 10^{-4} = 4,5 \cdot 10^{-3}$ г/см². Слагаемые дают соответствующие величины для частиц трех мод.

Нижний слой облаков (50 - 48 км) отделен от среднего разрывом на высоте 51 км с просветом около 0,3 км, в котором отсутствуют частицы второй и третьей моды; частицы первой моды характеризуются непрерывным возрастанием на протяжении среднего и нижнего слоев облаков со шкалой высот, примерно равной атмосферной. В нижнем слое плотность аэрозоля второй моды в 2, а третьей в 5 - 10 раз больше, чем в среднем слое. Его оптическая толщина $\tau = 0,5 + 1,8 + 10 = 12,3$, полная масса $M = (0,2 + 3,8 + 60) \cdot 10^{-4} = 6,4 \cdot 10^{-3}$ г/см². Данные по третьей моде приведены в приближении сферических частиц.

Кроме трех основных облаков, обнаружены очень тонкие слои толщиной в 100 и 20 метров на высоте 47,5 и 46,3 км. В них присутствуют частицы только первой и второй мод. Первый из них близок по распределению этих частиц к нижней границе облаков и является, по-видимому, отслоением от нижней границы. Размеры частиц второй моды в слое 46,3 км заметно больше ($r = 1,5$ мкм), и его природа не совсем понятна.

От нижней границы облаков на 48 км до 31 км по высоте наблюдается аэрозоль только первой моды, с $r \approx 0,1 - 0,15$ мкм. Оптическая толщина подоблачного аэрозоля $\tau = 0,25$, а масса 10^{-5} г/см².

Вторая мода частиц имеет наиболее узкое распределение по размерам и хорошо идентифицируется с частицами, определяющими поляризацию света облаков, которые, согласно § 1, состоят из раствора серной кислоты. Вероятно, такой же состав имеет первая мода, в особенности в верхнем слое облаков. Максимум продукции этих частиц находится на высоте 60 км, где их плотность максимальна и где наблюдается наибольшее поглощение солнечного ультрафиолета по измерениям Томаско и др. [159]. Ниже количество их убывает, возможно, за счет превращения в частицы второй моды. В нижнем слое облаков и в подоблачном слое частицы первой моды, видимо, представляют собой ядра конденсации части 2 и 3 моды и не содержат H_2SO_4 . Возможно, часть этой моды состоит из сульфатов.

Нефелометрические измерения на "Пионер-Венус" (Рейджент и Блэмон [160]). Спектрометр размеров частиц не позволяет получить данных об их коэффициентах преломления n_d , ко-

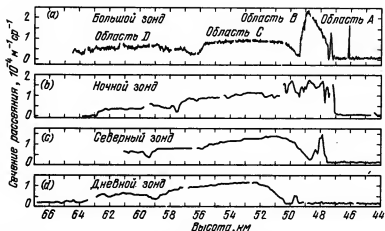


Рис. 91. Результаты нефелометрических измерений на четырех зондах "Пионер-Венус" (Рейджент и Бламон [1601]).

торые важны для определения природы облачного слоя. Поэтому измерения спектров размеров частиц были дополнены нефелометрическими измерениями для одного угла рассеяния. Такой нефелометр не мог дать самостоятельно полной информации об ансамбле частиц и позволял определить n_v при известном распределении по размерам

для частиц сферической формы. При наличии нескольких сортов частиц определялась средняя величина n_v , либо требовалась та или

иная гипотеза относительно коэффициента преломления одного из сортов частиц или соотношения между ними. Нефелометры были установлены на всех четырех зондах "Пионер-Венус". Хотя измерения размеров частиц проводились только на основном зонде, можно предположить, что и в других точках планеты структура облачного слоя и распределение частиц по размерам в основном сохраняются. Тогда нефелометрические измерения на нескольких зондах дают количественную информацию о пространственных вариациях облачного слоя.

В эксперименте использовался нефелометр обратного рассеяния, т.е. угол между пучком света от источника и направлением на приемник был близок к 180° (172° в действительности). Расчет рассеянного излучения требует применения теории Ми; в грубом приближении интенсивность обратного рассеяния пропорциональна суммарному геометрическому сечению частиц и быстро увеличивается с ростом n_v . При наличии поглощения (мнимая часть n_v) зависимость от n_v носит более сложный характер. Измерения проводились на длине волны 9000 \AA .

Результаты наблюдений для четырех зондов "Пионер-Венус" показаны на рис. 91. Они подтверждают многослойную структуру об-

лаков на Венере, впервые обнаруженную "Венерами-9 и 10". Эти слои авторы обозначают буквами А, В, С, Д.

Согласно измерениям на основном зонде, слой Д расположен на высотах более 57 км, соответствует слою І в измерениях "Венеры-9 и 10" (Маров и др. [158]) и является верхним слоем облаков. Сопоставление данных наблюдений и расчета приводит к величине $n_v = 1,44$ для частиц обеих мод. Совпадение расчета и наблюдений очень хорошее для высот 60 – 57 км; выше 60 км расчетная величина сечения рассеяния меньше измеренной. Вероятно, это вызвано наличием мелких частиц $r < 0,3$ мкм, которые не обнаружены спектрометром частиц. Если использовать данные по надоблачной дымке (см. ниже) и принять для частиц $r < 0,3$ мкм те же концентрации и размеры, что и для надоблачной дымки при $n_v = 1,44$, то хорошее совпадение будет во всем интервале высот 64 – 57 км.

Слой С соответствует слою ІІ по Марову и др. [158] и является средним облачным слоем. Он расположен на 56,5 – 50 км. Здесь появляются частицы третьей моды, статистика измерений которых довольно бедна. Поэтому сравниваются результаты расчета и наблюдений для слоя в целом, без учета возможной высотной зависимости его компонент. Соответствие достигается при $n_v = 1,39$ для всех сортов частиц.

Слой В на 49 – 47,5 км является нижним слоем облаков. Здесь должны преобладать крупные частицы третьей моды. Однако их вклад оказался чрезвычайно малым. Одно из возможных решений этой проблемы – введение поглощения в третьей моде частиц. Тогда при $n_v = 1,4$ для частиц первой и второй мод третья мода может иметь коэффициент преломления от $1,33 - 10^{-3}$ до $n = 1,44 - 8 \cdot 10^{-3}$. Учитывая малую величину истинного поглощения на 9000 Å, измеренную в фотометрических экспериментах, следует предпочесть первое значение. Другая возможность – частицы со значительным отклонением от сферической формы. Расчеты при этом требуют знания формы и выполнимы только в ограниченном числе случаев; они не были проведены.

Область А представляет собой тонкие слоистые образования, отмечавшиеся также на "Венерах-9, 10". Их число может достигать трех, толщина в десятки и сотни метров. Сравнение расчетов и наблюдений показывает, что частицы в этих слоях, а также в нижней области В, имеют $n_v = 1,44$. На основании результатов измерений

Рейджент и Блэмон [160] делают вывод, что частицы первой и второй моды на протяжении всего облачного слоя представляют собой капли концентрированной серной кислоты. Обнаруженные изменения n_v с высотой связаны с изменениями температуры и концентрации раствора H_2SO_4 . Сказать что-либо о природе частиц третьей моды авторы считают преждевременным. Возможно, эти частицы содер-

жат и серную кислоту, и какую-либо соль; после испарения серной кислоты остаются малые частицы соли, которые образуют мелкодисперсную аэрозоль, зарегистрированную на высоте 48 – 32 км в экспериментах "Венер-9 – 12" и спектрометром частиц "Пионер-Венус".

Сравнение измерений на четырех зондах позволяет оценить изменчивость характеристик облачного слоя. Верхняя граница слоя D по данным ночного и дневного зондов расположена на высоте 63 км и не ниже 65 км по сведениям большого зонда. Возможно, ее вариации создают наблюдаемые контрасты в ультрафиолетовой области спектра. Граница между областями D и C наблюдалась во всех нефелометрических экспериментах и представляет собой уменьшение плотности облаков, наблюдаемое повсеместно в атмосфере; ее высота колеблется в пределах $56 \div 60$ км. Она соответствует точке замерзания серной кислоты при концентрации 80% и, возможно, связана с фазовым переходом на соответствующей высоте. Область C в большинстве случаев характеризуется увеличением коэффициента рассеяния с уменьшением высоты и имеет геометрическую толщину 6 – 8 км. Слой B весьма изменчив; он слабо выражен в области прохождения северного зонда и почти отсутствует в области дневного зонда. То же относится и к тонким слоям на высотах 47 – 45 км.

Фотометрические измерения на зондах "Пионер-Венус". Результаты фотометрических экспериментов на аппаратах "Венера" были изложены в § 4. На зондах "Пионер-Венус" также были проведены три фотометрических эксперимента.

В состав нефелометров на всех четырех зондах (Рейджент и Блэмон [160]) входили фотометры с каналами волн 3650 Å и 5300 Å , и с шириной полосы пропускания в 400 и 700 Å соответственно. К сожалению, светофильтры приборов имели дополнительные полосы пропускания на 7500 и 9500 Å для канала 3650 Å и на 9250 Å для канала 5300 Å . Отношение чувствительности прибора к излучению в трех полосах фильтра 3650 Å равнялось $1 : 0,28 : 0,33$ и $1 : 0,085$ в фильтре 5300 Å . Особенно важны измерения в ближней УФ-области для отождествления источника поглощения в этой части спектра. Поправки на излучение 7500 и 9500 Å в этом канале находились по данным спектральных измерений на "Венерах-11 и 12" (Мороз и др. [146]). Конечно, эти измерения проводились в другой точке планеты, и их использование предполагает одинаковость свойств облачного слоя в местах посадки двух "Венер" и основного и дневного зондов "Пионер-Венус" (на ночном и северном зондах фотометрические данные по облачному слою не могли быть получены). Кроме того, приборы на "Венерах" смотрели вверх, а датчики "Пионер-Венус" были направлены на горизонт. Результаты измерений на дневном зонде, после введения поправок, показаны на рис. 92. Видны четыре области ослабления излучения: выше 56 км, соответствующая слою D, на 56 – 50 км – слой C. Слой B практи-

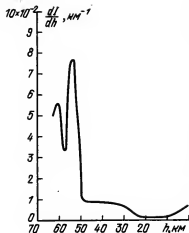


Рис. 92. Производная по высоте исправленных относительных интенсивностей излучения 3650 Å (Рейджент и Бламон [160]).

чески отсутствует над местом посадки дневного зонда, что согласуется с данными нефелометра обратного рассеяния. На высоте 50 – 30 км имеется довольно протяженная область поглощения, которая обнаруживается и в других оптических экспериментах. Затем ослабление практически отсутствует вплоть до нижнего десятикилометрового слоя, где оно вызывается рэлеевским рассеянием.

Другой фотометр (Томаско и др. [159]) был установлен на большом зонде и позволял измерять интенсивность излучения в пяти направлениях в полосах 0,59 – 0,67 мкм, 0,4 – 1,0 мкм и 0,4 – 1,8 мкм. Этот эксперимент подтвердил данные по структуре облачного слоя, полученные в нефелометрических наблюдениях и спектрометром размеров частиц со следующими дополнениями: выше 64 км оптическая толщина атмосферы близка к 4, и на высоту 64 км солнечный свет приходит примерно вдвое ослабленным. Оптическая толщина нижнего слоя облаков в 2,5 раза меньше измеренной спектрометром частиц в предположении, что третья мода представляет собой сферические частицы. Это служит дополнительным подтверждением вытянутой формы частиц третьей моды в нижнем слое облаков.

На всех четырех зондах были установлены радиометры, измерявшие разность полного потока излучения из верхней и нижней полусфер пространства (Суоми и др. [161]). Согласно этим измерениям, выше 57 км есть дополнительный источник непрозрачности в ИК-области, вероятно, малые частицы надоблачной дымки; очень малая прозрачность в ИК-области у нижнего слоя облаков исключает серную кислоту как основную компоненту аэрозоля. Содержание водяного пара может доходить до долей процента около нижней границы облаков и составлять несколько миллионов частей (ppm) у поверхности. Содержание H_2O может меняться на два порядка величины от места к месту.

Надоблачная дымка. Обработка телевизионных изображений лимба Венеры с "Маринера-10" (О'Лири [162]) показала присутствие аэрозольных слоев, расположенных на высоте около 85 км. Спектры рассеянного излучения на дневном лимбе были получены со спутников "Венера-9 и 10" (Краснопольский [163]). Их интерпретация проводилась в приближении однократного рассеяния при $\tau < 0,3$; влияние нижележащего облачного слоя учитывалось введе-

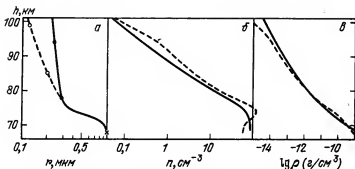


Рис. 93. Распределение по высоте: а) — радиуса частиц r , б) — числа частиц n , в) — плотности аэрозоля ρ по данным двух сеансов наблюдений (Краснопольский [163]).

нием ламбертовской поверхности с альбедо, равным альбедо Венеры. Сопоставление измеренных спектров с расчетными для различных значений радиуса частиц позволило определить величины радиуса частиц на разных высотах при коэффициенте преломления $n_v = 1,46$, что соответствует серной кислоте концентрацией $\approx 80\%$ при $T \approx 200$ К. Далее нетрудно было определить число частиц и плотность аэрозоля. Результаты представлены на рис. 93. Как видно из рисунка, средний радиус частиц изменяется от 1 мкм на высоте 70 км до 0,1 – 0,2 мкм на высоте 100 км, число частиц от 100 до $0,1 \text{ см}^{-3}$, плотность — от 10^{-9} до 10^{-15} г/см^3 , относительное содержание серной кислоты — от 10^{-6} до $5 \cdot 10^{-9}$. По отсутствию полос поглощения были оценены верхние пределы содержания ряда газов на высотах 77, 85 и 94 км.

Надоблачная дымка из частиц малого размера была обнаружена также в поляризметрическом эксперименте на "Пионер-Венус" (Кавабата и др. [164]). Этот эксперимент показал, что для объяснения поляризации на длинах волн 2700, 3650, 5500 и 9350 Å необходимо, помимо основного облачного слоя из частиц $r = 1$ мкм при $n_v = 1,44$, ввести слой дымки из частиц $r = 0,23 \pm 0,04$ мкм с показателем преломления $n_v = 1,45 \pm 0,04$ при 5500 Å. Оптическая толщина этой дымки подвержена большим пространственным и временным вариациям и достигала величины $\tau \approx 0,8$ в полярных областях; типичное значение для низких широт $\tau \approx 0,06$. Результаты измерений надоблачной дымки на "Венерах" и "Пионер-Венус" хорошо согласуются, несмотря на различие применявшихся методов исследования.

§ 7. Ультрафиолетовые спектры отраженного излучения Венеры

Наземные наблюдения. Желтоватый цвет Венеры, издавна отмечавшийся наблюдателями, связан с уменьшением альбеда планеты начиная с 5000 \AA в сторону коротких длин волн. Наиболее детальные и надежные спектроскопические измерения в области $3000 - 5000 \text{ \AA}$ были проведены Баркером и др. [128]. Они показывают примерно двукратное уменьшение альбеда на $3300-3800 \text{ \AA}$ по сравнению с видимой областью спектра. Поглощение является, по-видимому, непрерывным и очень слабо зависит от угла фазы (рис. 94). В области $3000 - 3300 \text{ \AA}$ кривая альбеда имеет более сложную структуру. Для ее исследования Баркер [165] провел измерения с высокой разрешающей способностью (до $0,1 \text{ \AA}$). Они показали присутствие полос поглощения SO_2 (рис. 95). Оказалось, что количество SO_2 , вычисленное по полосам в модели простого отражения (см. § 2), сильно различается для разных полос и резко уменьшается с увеличением угла фазы. При углах фазы более 90°

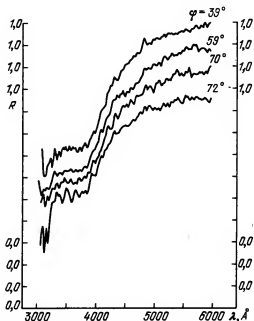


Рис. 94. Относительный коэффициент отражения Венеры при разных углах фазы на $3000 - 6000 \text{ \AA}$ (нормировка на единицу при 6000 \AA) (Баркер и др. [128]).

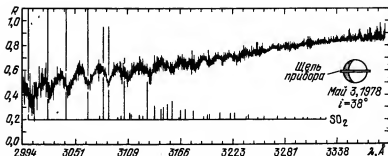


Рис. 95. Спектр Венеры (зависимость коэффициента яркости в относительных единицах от длины волны) в области 3000 – 3400 Å с

разрешением 0,1 Å. Хорошо видны полосы SO_2 , положение и интенсивность которых указана тонкими вертикальными линиями. Справа на рисунке – геометрия наблюдений (Баркер [165]).

полосы SO_2 исчезают и соответствующее количество SO_2 не превышает $2 \cdot 10^{-8}$. Этим в основном объясняются неудачные попытки обнаружения SO_2 при более ранних наземных и ракетных спектроскопических наблюдениях.

Спектроскопия на спутнике "Пионер-Венус". На спутнике "Пионер-Венус" был установлен ультрафиолетовый спектрометр для области 1100 – 3600 Å, имевший разрешение около 13 Å (Стюарт и др. [166]). Спектрометр работал как в режиме регистрации спектра, так и в фотометрическом режиме, когда измерения проводились только на одной выбранной длине волны. В этом случае за счет вращения спутника возникала возможность последовательного сканирования по диску планеты и получение монохроматических изображений Венеры.

Интерпретация наблюдений отраженного Венерой излучения дана Эспозито и др. [167]. На высоких широтах атмосфера оказалась довольно яркой; ее отражательные характеристики хорошо описываются однородной моделью рассеяния по Хансену и Ховениру [119] (см. § 1). Согласно этой модели облачный слой состоит из капель раствора серной кислоты радиусом 1 мкм, однородно перемешанных с атмосферным газом. На средних и низких широтах атмосфера становится темнее даже в участках спектра, где нет полос SO_2 . Чтобы объяснить величину коэффициента отражения и эффект потемнения на краях диска вне полос SO_2 , Эспозито и др. [167] ввели два дополнительных не зависящих от длины волны поглотителя. Первый из них приводит к уменьшению альбедо однократного рассеяния до величины $\omega = 0,98$, второй представляет собой чисто поглощающий слой $\tau = 0,2$ на уровне 75 мбар (~ 66 км), где оптическая толщина в

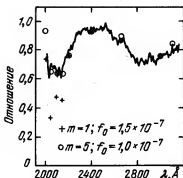


Рис. 96. Отношение спектров темной и светлой областей, наблюдавшихся при одинаковых геометрических условиях, и результаты расчета спектра отражения при однородном распределении SO_2 (крестики $m = 1$), а также при распределении с отношением шкал высот атмосферы и SO_2 $m = 5$; f_0 — относительное содержание SO_2 на высоте 70 км ($p = 40$ мбар) (Эспозито и др. [167]).

рассеянии равна 1,5. Выбранная величина поглощения на 75 мбар согласуется с фотометрическими измерениями поглощения солнечного излучения (Томаско и др. [159], см. выше).

Поглощение SO_2 было обнаружено путем сравнения спектров темного и светлого участков, наблюдавшихся при одинаковых углах зенитных расстояниях Солнца и оптической оси прибора. Их отношение (рис. 96) хорошо повторяет основные особенности зависимости коэффициента поглощения SO_2 от длины волны. Однако здесь, как и в наблюдениях Баркера, разным участкам спектра соответствует разное количество SO_2 . Это указывает на неприменимость модели простого отражения и открывает возможность получения вертикального распределения SO_2 , поскольку в сильных и слабых полосах зондирование происходит на разную глубину. В расчетную модель, кроме поглощающего слоя и облачного слоя из частиц $\tau = 1$ мкм, имеющего $\tau = 20$, вводилась еще консервативно рассеивающая нижняя атмосфера с оптической толщей $\tau = 64$. Распределение SO_2 задавалось концентрацией на уровне 40 мбар (70 км) и шкалой высот. Соответствие расчета и наблюдений достигалось при $f_{\text{SO}_2} = 10^{-7}$ на 40 мбар и $H_{\text{SO}_2} = 1$ км (рис. 96). Таким образом, отношение шкал высот атмосферы и SO_2 равняется 5.

Подобная модель была использована Эспозито [168] и для описания ультрафиолетовых контрастов в изображениях Венеры. При этом атмосфера яркой области не содержит SO_2 и слоя поглотителя и, кроме того, имеет слой дымки $\tau = 0,1$ и $\omega = 1$. В темной области дымка отсутствует, над облаками есть слой газа с давлением 5 мбар, присутствует SO_2 и второй поглотитель. Здесь лучшее соответствие с наблюдениями получается при $f_{\text{SO}_2} = 0,5 \cdot 10^{-7}$ на 40 мбар и $H_{\text{SO}_2} = 1,7$ км.

На $\lambda = 2000 \text{ \AA}$ альbedo атмосферы резко уменьшается из-за сильного поглощения углекислым газом.

Наблюдения на спутнике IUE (Конвей и др. [169]). Ультрафиолетовый спектр Венеры в области $2080 - 2180 \text{ \AA}$ с разрешением около $0,3 \text{ \AA}$, полученный на этом спутнике, содержит хорошо обнаружимые полосы SO_2 . Оценки, полученные с помощью модели простого отражения, дают количество $\text{SO}_2 \cdot 4 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-2}$. Далее спектр нормировался на измерения при $\lambda = 2400 \text{ \AA}$ со спутника "Пионер-Венус" (см. выше); затем проводились расчеты, имевшие целью определение альbedo однократного рассеяния в рамках однородной модели. С помощью полученной величины ω определено $\tau_{\text{SO}_2} = (1 - 8) \cdot 10^{-7}$; область поглощения приходится на уровень $3 - 26 \text{ мбар}$ ($72 - 78 \text{ км}$).

Анализ наземных наблюдений. Описанные выше измерения Баркера и др. [128, 165] (см. рис. 94, 95) позволяют, как и ультрафиолетовая спектроскопия на "Пионер-Венус", получить вертикальное распределение SO_2 . Кроме того, они дают возможность определения природы поглощения в более длинноволновой области. Обе эти задачи были рассмотрены Засовой, Краснопольским и Морозом [170].

При определении количества SO_2 по данным наблюдений полос поглощения возникает проблема применимости средних коэффициентов поглощения в полосах, состоящих из множества отдельных линий (см. § 1, гл. I). Простой закон поглощения и средние коэффициенты поглощения применимы при ненасыщенных линиях в полосах, либо при промежутках между линиями, малых по сравнению с шириной линий. Эти промежутки велики у гидридов, имеющих малый момент инерции, и у линейных молекул, имеющих одну вращательную степень свободы. SO_2 не относится к этим типам молекул; и действительно, измерения (Варнек и др. [171]) показывают, что коэффициенты поглощения в полосах SO_2 остаются постоянными при изменениях давления от $2,5$ до 13 мбар и пропускании не менее 10% . Здесь надо учитывать, что для насыщенных линий с лоренцовским профилем эквивалентная ширина пропорциональна корню из произведения количества поглотителя на ширину линии. Поскольку обе величины пропорциональны давлению, то и эквивалентная ширина тоже оказывается пропорциональной давлению. Однако в измерениях Варнека подобный эффект исключен, так как при указанных давлениях профиль линии доплеровский. Отсюда можно заключить, что простой закон поглощения в полосах применим до $\tau \approx 2,5$ в поглощении. Этот вопрос касается объяснения всех наблюдений полос SO_2 , о которых шла речь выше.

Для интерпретации мы использовали однородную модель атмосферы, в которой, помимо газового рассеяния и рассеяния на каплях

H_2SO_4 радиусом в 1 мкм, учитывалось присутствие малых частиц $r \approx 0,3$ мкм, которые составляли около трети оптической толщины для верхнего слоя облаков (Нолленберг и Хантен [148], см. § 6). Свойства ниже лежащих слоев, в которых присутствуют более крупные частицы, не могли существенным образом повлиять на результаты расчета.

Сечение поглощения SO_2 убывает в несколько сотен раз в интервале 3200 – 3400 Å и поглощение при $\lambda \gtrsim 3300$ Å не может быть

Таблица 13а

Длины волн, сечения поглощения и количество SO_2 для трех полос (Баркер [165])

$\lambda, \text{Å}$	3048	3131	3210
$\sigma \times 10^{19} (\text{см}^2)$	7	1,5	0,24
$N \times 10^{-18} (\text{см}^{-2})$	0,45	1,1	4

вызвано SO_2 . Мы приняли, что при $\lambda < 3300$ Å коэффициент поглощения второго поглотителя не зависит от длины волны. Тогда по величине сферического альбеда на 3300 Å (Мороз [126]) можно получить $\omega = 0,98$. Далее, зададим концентрации SO_2 в виде

$$[\text{SO}_2] = A\tau^m,$$

где A равно концентрации SO_2 на уровне $\tau = 1$ (68 км), m – отношение шкал высот коэффициента ослабления (5 км) и SO_2 . Расчет проводился для трех полос SO_2 ; их длины волн, сечения поглощения (Варнек и др. [171]) и количество SO_2 для модели простого отражения по данным Баркера [165] показаны в табл. 13а. Соответствие расчета наблюдений достигалось при $A = 10^{11} \text{ см}^{-3}$, $m = 5$. Очевидно, полученный профиль $[\text{SO}_2]$ применим только в ограниченном интервале высот. Чтобы определить его, вычислим для каждой полосы содержание SO_2 в предположении однородно перемешанной атмосферы ($m = 1$); тогда измерения в данной полосе можно отнести к уровню, где совпадают величины $[\text{SO}_2]$ для истинного ($m = 5$) и однородного ($m = 1$) распределений. Полученная область применимости $\tau = 1 - 2,5$ или 68 – 64 км, что соответствует области изменений $[\text{SO}_2]$ $10^{11} - 10^{13} \text{ см}^{-3}$.

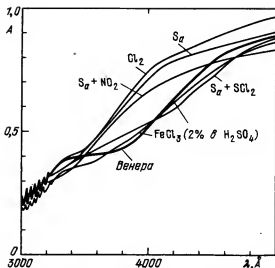


Рис. 97. Рассчитанное альbedo Венеры в области 3000 – 5000 Å для поглотителей разной природы (S_{O_2} , NO_2 , SCl_2 , Cl_2 , раствор $FeCl_3$ (2%) в H_2SO_4 (80%). Жирная линия – альbedo Венеры (измерение).

Полученный профиль SO_2 согласуется с данными измерений на "Пионер-Венус" (см. выше), которые охватывали область концентраций $3 \cdot 10^9 - 10^{11} \text{ см}^{-3}$. Есть некоторое различие в высотах: наш расчет по данным Баркера дает $[SO_2] = 10^{11} \text{ см}^{-3}$ на высоте 68 км, а Эспозито и др. [167] – на 70 км. Дело в том, что в [167] рассматривается спектр темной области, содержащей наибольшее количество поглотителя, в то время как измерения Баркера [165] дают средние величины для низких широт. Таким образом, в области высот от 64 до 72 км SO_2 изменяется от 10^{13} до $3 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$, ее относительное содержание – от $3 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-9}$ и имеет шкалу высот $\sim 1 \text{ км}$.

Другие поглотители. Существует множество доводов в пользу того, что SO_2 не может обеспечить поглощения при $\lambda > 3300 \text{ Å}$. Здесь и количественное несоответствие между небольшим изменением альbedo на 3200 – 3400 Å и изменением сечения поглощения почти на три порядка величины, и отсутствие полосатой структуры в спектре при $\lambda > 3300 \text{ Å}$, и исчезновение следов полос SO_2 при углах фазы более 90° , в то время как более длинноволновое поглощение остается почти на прежнем уровне.

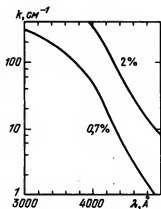


Рис. 98. Коэффициент поглощения раствора FeCl_3 в 80% серной кислоте (Зацова и др. [170]).

Последнее обстоятельство несет важную информацию о высотном распределении второго поглотителя: в отличие от SO_2 , он должен быть достаточно равномерно перемешан с аэрозольными частицами в верхней части облачного слоя. На рис. 97 показаны рассчитанные значения

альбедо для разных сортов поглотителей (аэрозольная сера, NO_2 , SCl_2 , Cl_2). Из этих веществ удовлетворительное согласие с измеренной зависимостью получается для смеси SCl_2 и серы, но требуемое количество SCl_2 составляет $\sim 10^{-7}$, что более чем на порядок величины превышает аэрономические оценки этой компоненты, сделанные нами.

Наилучшее согласие с наблюдениями получается для аэрозоли из концентрированной серной кислоты, содержащей малую ($\sim 2\%$) добавку хлорного железа. На рис. 98 показана зависимость коэффициента поглощения этого раствора от длины волны и от концентрации. Зависимость от концентрации нелинейна и лучше описывается квадратичным законом.

Хлорное железо в облаках Венеры не может быть образовано воздействием HCl на железосодержащие соединения в метеоритном веществе: разница между притоком атомов железа из метеоритного вещества и стоком за счет выпадения частиц под действием силы тяжести по Стоксу составляет два порядка величины. Другая возможность — испарение на поверхности Венеры хлорного железа либо других соединений, которые затем превращаются в FeCl_3 . Для объяснения УФ-поглощения требуется $f_{\text{FeCl}_3} = 10^{-8}$ на 63 км (уровень формирования линий поглощения, см. § 3 гл. III) или $3 \cdot 10^{-8}$ в весовом отношении. Надо учитывать равновесие $2\text{FeCl}_3 \rightleftharpoons 2\text{FeCl}_2 + \text{Cl}_2$; в

нижней атмосфере при высокой температуре оно может быть сдвинутым вправо. Давление насыщенного пара Fe_2Cl_6 , соответствующее этому относительному содержанию, достигается на высоте 48,5 км. Если в нижней части облачного слоя происходит конденсация частиц FeCl_3 , то частицы малого размера $r \approx 0,2$ мкм будут иметь время оседания больше времени перемешивания и попадут в верхние части облачного слоя, где они могут быть центрами конденсации серной

кислоты. При этом образовавшиеся капли $r \approx 1$ мкм будут иметь концентрацию раствора FeCl_3 около 1%. Эти капли будут падать вниз, предотвращая проникновение хлорного железа в надоблачную атмосферу.

Проблема ультрафиолетового поглощения рассматривалась также Поллаком и др. [172, 173]. В первой из этих работ SO_2 предлагался как поглотитель, вызывающий все эффекты УФ-поглощения. Рассмотрим более детально данные второй работы. Для проведения расчетов по переносу излучения в ней была построена оптическая модель аэрозольной компоненты на основе фотометрических данных Томаско и др. [159] (оптические толщины), Нолленберга и Хантена [148] (размеры частиц) и Кавабаты и др. [164] (надоблачная дымка). Эта модель соответствует данным измерений в месте посадки большого зонда. Однако есть сомнение в том, что она хорошо отражает средние характеристики верхней части облачного слоя выше 65 км, которые были приведены по данным [159]. Модель и измерения [159] дают $\tau = 4,2$ на 65 км, в то время как измерения на "Венерах-11, 12" (Головин и др. [147]) дают $\tau \leq 2$ на 63 км. Нефелометры на ночном и дневном зондах "Пионер-Венус" также показали очень малое количество аэрозоля на 63 – 65 км. Таким образом, по-видимому, верхняя часть облачного слоя весьма неоднородна и близка к максимуму по оптической толщине в месте посадки большого зонда. Кроме того, отраженное излучение представляет собой суммарный эффект рассеяния в слое $\tau \approx 5 - 10$, и детальное разбиение на множество мелких слоев не дает существенного выигрыша по сравнению с однородной моделью.

Согласно данным поляриметрического и спектроскопического экспериментов (Кавабата и др. [164], Эспозито [169]), величина УФ-контрастов уменьшается с ростом угла фазы. Отсюда в [173] сделан вывод, что концентрации второго поглотителя резко увеличиваются с оптической толщиной на уровне $\tau \approx 1$. Надо, однако, учитывать, что по данным Баркера [128, 165] величина УФ-поглощения при $\lambda > 3300 \text{ \AA}$ практически не зависит от угла фазы; Эспозито [168] указывает на противоположный ход зависимости контраста от фазы для поляриметрических данных; поглощение в полосах CO_2 также уменьшается с ростом угла фазы, но сильного роста CO_2 на уровне $\tau = 1$ нет.

Из фотометрических данных Томаско и др. [159] в [173] сделан вывод, что второй УФ-поглотитель присутствует в сопоставимых количествах в средней и в нижней части верхнего слоя облаков и, вероятно, отсутствует в среднем слое облаков. При этом оказывается, что практически весь свет, регистрируемый фотометром 3650 \AA (см. § 6), представляет излучение в ИК-зонах чувствительности прибора. Сравнение измерений и расчетных фазовых зависимостей контрастов на 3650 \AA показывает, что поглощение должно отсутствовать в верхнем слое $\tau < 0,6$ и что в светлых об-

ластях надоблачная дымка значительно плотнее ($\tau \approx 0,8$ вместо $0,1$). Если рассматривать контрасты только в экваториальной области, где дымка слабая ($\tau \approx 0,06$) и контрасты вдвое слабее, то следует принять отсутствие УФ-поглотителя при $\tau < 1 - 2$.

Используя данные измерений, Поллак и др. [173] построили зависимость коэффициента поглощения второго поглотителя от длины волны. Сравнивая ее с известными данными для различных веществ, они пришли к выводу, что наиболее вероятным поглотителем является Cl_2 с относительным содержанием 10^{-6} . Как убедимся в дальнейшем, высотная зависимость содержания Cl_2 действительно имеет максимум в верхней части облачного слоя. Однако относительное содержание Cl_2 в максимуме намного меньше ($2 \cdot 10^{-8}$). Далее, второй поглотитель должен обеспечивать почти не зависящее от длины волны поглощение в области $2000 - 3200 \text{ \AA}$; поглощение Cl_2 здесь изменяется в сотни раз. Наши расчеты (см. рис. 97) показывают, что и в области $3300 - 5000 \text{ \AA}$ Cl_2 плохо воспроизводит измеренное поглощение.

§ 8. Исследование элементного состава облачного слоя методом спектрометрии флуоресценции в области $1 - 20 \text{ \AA}$ ($0,6 - 13 \text{ кэВ}$)

Этот эксперимент был поставлен на спускаемом аппарате "Венера-12"; результаты измерений изложены в работах Суркова и др. [174] и Петрянова и др. [175]. Суть метода заключается в следующем. Если облучить вещество рентгеновскими квантами с энергией, превышающей энергию ионизации К-оболочек атомов, то происходит ионизация К-оболочек. Затем К-оболочка восстанавливается за счет электронов с других оболочек; при этом излучается квант соответствующей энергии. Спектроскопия флуоресценции дает, таким образом, сведения об элементном составе облучаемого вещества. В приборе, установленном на "Венере-12", облучение производилось изотопом ^{55}Fe , который превращался в ^{55}Mn путем К-захвата с последующим излучением линии марганца $5,9 \text{ кэВ}$. Этой энергии было достаточно для возбуждения К-линий атомов $13 \leq Z \leq 25$ (от Al до Mn). Для возбуждения атомов с большим Z использовался изотоп ^{109}Cd . Регистрация спектра велась в диапазонах $0,6 - 7 \text{ кэВ}$ и $1 - 13 \text{ кэВ}$ с помощью пропорционального счетчика и многоканального амплитудного анализатора.

Прибор был снабжен устройством для прокачки атмосферного газа через фильтр, на котором осаждались частицы аэрозоля. Этот осадок и подвергался анализу, однако вместе с ним в флуоресценцию и в рассеяние рентгеновского излучения давали вклад атмосфер-

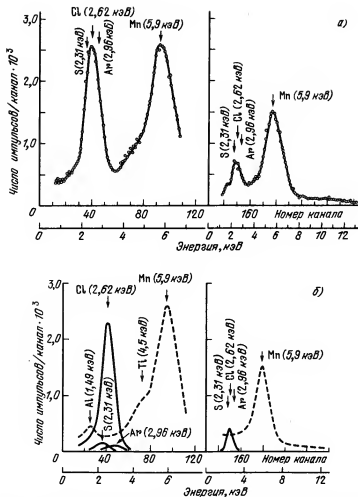


Рис. 99. Спектр флуоресценции облачного аэрозоля в рентгеновской области (а) и его разложение (б) [174, 175]. На б) указаны спектры отдельных элементов в количествах, соответствующих спектру а).

ные газы и элементы конструкции прибора. В спектрах (рис. 99) фиксировался также пик марганца 5,9 кэВ от источника излучения; он служил, в частности, для определения шкалы энергии и интенсивности. С увеличением атмосферного давления рассеяние на газе возрастает, и величина пика 5,9 кэВ растет (в 1,5 раза при изменении давления от 0,1 до 1,5 бар). Одновременно возрастает ослабление флуоресцентного излучения для энергии 2,6 кэВ в два раза при 1,5 бар. Интенсиметр (рис. 100) позволял контролировать зависимость количества набранного аэрозоля от времени. Оба факторе

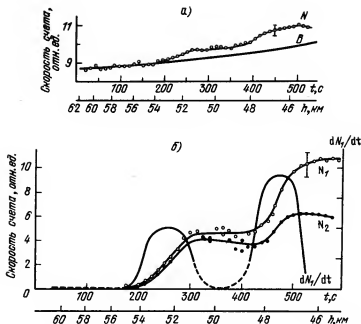


Рис. 100. а) — изменение с высотой интегральной скорости счета (кружки), сплошная линия — фон рассеяния в атмосфере от источников излучения; б) — кривые накопления аэрозоля на фильтре: N_1 — скорость счета нормирована на единицу объема атмосферы, N_2 — нормировка на единицу массы, $\frac{dN_1}{dt}$ — изменение концентрации аэрозоля;

там, где штриховая линия, точность измерений недостаточна для вычисления производной (Сурков и др. [174]). По оси абсцисс — время с момента включения прибора (с) и высота в км.

(возрастание плотности атмосферы и изменение количества аэрозоля во время прокачки атмосферы) учитывались при обработке данных.

Прибор включался при атмосферном давлении 100 мбар, работал 9 мин и выключался при $p = 1,5$ бар. За это время через фильтр прошло около 1 м^3 атмосферного газа. Спектр флуоресценции, помимо излучения источника 5,9 кэВ, содержит линию хлора с энергией 2,62 кэВ. Однако более детальный анализ показал, что оба пика шире ожидаемых, и пик хлора состоит из четырех компонент (см. рис. 99): линий Cl 2,62 кэВ, S 2,31 кэВ, Ar 2,96 кэВ, Al 1,49 кэВ. Пик марганца 5,9 кэВ включает также излучение Ti 4,5 кэВ. Излучение Al и Ti авторы относят на счет материалов измерительной ячейки. Сурков и др. [174] дают следующие средние (отнесенные

к 1 м^3 пропущенного газа) концентрации элементов атмосферы и облачного слоя:

$$\text{Хлор} - (2,1 \pm 0,06) \cdot 10^{-9} \text{ г/см}^3$$

$$\text{Сера} - (0,1 \pm 0,03) \cdot 10^{-9} \text{ г/см}^3$$

$$\text{Hg} < 5 \cdot 10^{-11} \text{ г/см}^3$$

$$[\text{Ar}] - (2 \pm 1) \cdot 10^{-4} [\text{CO}_2].$$

$$\text{Плотность аэрозоля } 2,2 \cdot 10^{-9} \text{ г/см}^3.$$

Содержание аэрозольной серы получено в предположении, что

$f_{\text{SO}_2} = 2 \cdot 10^{-4}$; в этом случае половина пика серы создается атмосферной SO_2 . Так как в облачном слое f_{SO_2} значительно меньше,

то содержание серы в составе аэрозоли должно быть, на наш взгляд, удвоено. Оценки по аргону достаточно хорошо согласуются с масс-спектрометрическими наблюдениями. Последняя величина, по-видимому, не может быть плотностью аэрозоля, поскольку хлор в составе аэрозоля требует присутствия других элементов.

Сурков и др. [174] приводят кривую скорости счета интенсивметра и вклад в нее рассеянного атмосферными газами излучения (см. рис. 100). Разность этих кривых определяет количество собранного аэрозоля, а ее производная по времени должна быть пропорциональна плотности аэрозоля, точнее говоря, количеству хлора и серы в аэрозольной фазе. Она показывает наличие слоев на высоте 55 - 51 км и 49 - 46,5 км.

Следует отметить, что в измеренных спектрах скорость счета в максимуме 5,9 кэВ равна 5 импульсов/сек на канал. Между тем в лабораторных измерениях скорость счета была в пять раз меньше в том же пике. Петрянов и др. [175] считают, что величины содержания различных компонент должны быть уменьшены в пять раз соответственно. Они дают следующие средние для трассы спуска значения:

$$\text{Cl} - 4,3 \cdot 10^{-10} \text{ г/см}^3.$$

$$\text{S} < 10^{-10} \text{ г/см}^3.$$

$$\text{Hg} < 10^{-10} \text{ г/см}^3.$$

$$f_{\text{Ar}} < 2 \cdot 10^{-4}.$$

Они же детально проанализировали пик 5,9 кэВ и нашли в нем компоненту, вызванную линией $\text{Fe } 6,9 \text{ кэВ}$. Отношение интенсивностей линий хлора и железа оказалось равным $0,84 \pm 0,2$. Лабораторные измерения показали, что именно таким оно должно быть для хлорного железа FeCl_3 : $0,846 \pm 0,022$. Для FeCl_2 оно не превы-

шает 0,6. Таким образом, есть еще одно весьма убедительное свидетельство присутствия FeCl_3 в облаках Венеры. Среднее содержание FeCl_3 равно $(6,4 \pm 1,2) \cdot 10^{-10}$ г/см³.

Сопоставление с данными других измерений. Попытаемся учесть данные интенсивметра (см. рис. 100) и получить концентрации FeCl_3 в среднем и нижнем слое облаков. Они равны $1,3 \cdot 10^{-9}$ и $2,5 \cdot 10^{-9}$ г/см³ соответственно. Если исходить из данных Суркова и др. [174], то получатся величины $6,5 \cdot 10^{-9}$ и $1,2 \cdot 10^{-8}$ г/см³. Нолленберг и Хантен [148] дают плотность аэрозоля в этих слоях $6 \cdot 10^{-9}$ и $3 \cdot 10^{-8}$ г/см³ для сферических частиц, однако в нижнем слое частицы должны быть несферической формы, и для этого слоя согласно Томаско и др. [159] оптическая толщина в 2,5 раза меньше. Если это так, то уменьшение плотности аэрозоля должно быть в $2,5^{\frac{3}{2}} = 4$ раза. Таким образом, если воспользоваться данными [174], то FeCl_3 должен быть основной компонентой среднего и нижнего слоев, вероятно, третьей модой частиц. Если обнаруженная сера находится в виде раствора 85% H_2SO_4 и распределение также достаточно хорошо описывается кривыми рис. 100, то плотность аэрозоля H_2SO_4 равна $1,5 \cdot 10^{-9}$ и $3 \cdot 10^{-9}$ г/см³. Эти величины можно сравнить с данными по второй моде 10^{-9} и $2 \cdot 10^{-9}$ г/см³ для среднего и нижнего слоев. Таким образом, данные спектрометра частиц согласуются с рентгенофлуоресцентными измерениями, если вторая и, вероятно, первая моды состоят из серной кислоты, а третья мода — FeCl_3 . Следует отметить, что FeCl_3 должен быть в "сухом" виде, либо с малыми примесями других веществ (H_2O , H_2SO_4).

Если использовать данные Петрянова и др. [175], то FeCl_3 составляет лишь часть состава больших частиц. Эта часть равна 20% для среднего и 30% для нижнего слоя облаков, если взять измерения на "Пионер-Венус". По измерениям на "Венере-12" (см. § 4) $\tau = 12,5$ и 20 для среднего и нижнего слоев; предположив одинаковость распределения частиц по размерам в местах посадки обоих аппаратов, получаем долю FeCl_3 в 20% и 7%.

Если аэрозоль FeCl_3 является "сухой", то, зная зависимость давления насыщенного пара от температуры [176], можно с помощью метода, указанного в § 8 гл. I, получить вертикальный профиль плотности конденсата. Для толщины слоя ≈ 3 км отношение стоковой скорости к коэффициенту перемешивания должно быть

$V/K \approx 0,5 \text{ км}^{-1}$, и плотность в максимуме слоя $\rho_{\text{max}} \approx 10^{-10} \text{ г/см}^3$.

На нижней границе слоя 47,5 км относительное содержание FeCl_3 в атмосфере должно быть равно 10^{-7} по весу или $f_{\text{FeCl}_3} = 2,7 \cdot 10^{-8}$.

Таким образом, "сухой" FeCl_3 может составлять порядка 1% аэрозольного вещества в нижнем слое облаков. При малом количестве водяного пара в облачном слое и при наличии такого осушителя, как концентрированная серная кислота, частицы FeCl_3 не могут связать сопоставимое по весу количество воды. Давление пара H_2O над смесью воды и хлорного железа в пропорции $\text{FeCl}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ равно 1,5 мбар при 15°C . У основания облачного слоя, где температура 100°C , давление H_2O должно быть в 30 – 100 раз больше, т.е. $f_{\text{H}_2\text{O}} \approx 5\%$. Эта величина выходит за рамки разброса данных измерений, следовательно, количество присоединенной воды не превышает, по-видимому, трех молекул на одну молекулу FeCl_3 и не может существенным образом изменить массу аэрозоля, образованного FeCl_3 . Более вероятно растворение FeCl_3 в каплях серной кислоты; мы уже убедились в том, что малая примесь FeCl_3 в каплях серной кислоты может быть причиной УФ-поглощения в верхнем слое облаков. Надо, однако, иметь в виду, что с повышением температуры время жизни капель такого раствора уменьшается, хлорид железа постепенно превращается в сульфат с выделением паров HCl .

Петрянов и др. [175] дают весовое отношение $\text{S}/\text{FeCl}_3 \leq 0,16$; оно эквивалентно $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{FeCl}_3 \leq 0,5$. Следовательно, преобладание частиц серной кислоты с малой ($\sim 2\%$) добавкой FeCl_3 в нижнем и среднем слоях облаков противоречит рентгенофлуоресцентным измерениям.

Нефелометрические измерения дают действительную часть коэффициента преломления частиц среднего и нижнего слоев облаков (слои Г и В) не более 1,4. Коэффициент преломления FeCl_3 , $n_t > 1,6$, что исключает FeCl_3 как основную компоненту этих слоев.

Водный раствор FeCl_3 с концентрацией $\sim 30\%$ в области 4500 – 5000 Å имеет коэффициент поглощения $k \approx 20 \text{ см}^{-1}$. Для капель такого раствора радиусом $r = 3,5 \text{ мкм}$ получаем альбеда однократного рассеяния $\omega = 1 - \frac{2}{3} k r = 1 - 5 \cdot 10^{-3}$. Оптические измерения на "Венерах-11, 12" дают поглощение в среднем и нижнем слое

облаков на порядок величины меньше: $1 - \omega \approx 5 \cdot 10^{-4}$ (Мороз и др. [151]). Коэффициент поглощения раствора нелинейно зависит от концентрации растворенного поглотителя; в противном случае отсюда можно было бы получить относительное содержание FeCl_3 не более 3% в нижнем и среднем слоях облаков. Данных по поглощению чистого FeCl_3 (который имеет черный цвет) и его растворов в серной кислоте с концентрацией более 2% мы не имеем. Таким образом, и оценки по давлению насыщенных паров, и расчет альбедо атмосферы в УФ-области показывают, что ожидаемое весовое отношение FeCl_3 в аэрозоли облаков около 1%. Вопрос о составе основной массы нижнего слоя облаков по-прежнему остается открытым.

Краснопольский и Паршев [152] рассматривали возможность присутствия AlCl_3 в нижнем слое облаков. Первоначально расчетные количества ($\rho_{\text{max}} = 4 \cdot 10^{-7} \text{ г/см}^3$) достаточно хорошо согласовывались с измерениями спектрометра размеров частиц. Однако уточненные данные по высоте, плотности и температуре нижнего слоя облаков исключают такую возможность: расчетная плотность хлорного алюминия оказывается на два порядка величины больше измеренной.

§ 9. Сводка данных по химическому составу атмосферы и облачного слоя

В табл. 14 приведена сводка данных по химическому составу атмосферы. Подобные таблицы были составлены Краснопольским и Паршевым [152] и ХOFFMANOM и др. [177].

Наибольшие противоречия в результатах измерений водяного пара; здесь все методики анализа на "Венерах" дают $f_{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^{-4}$, в то время как газовая хроматография на "Пионер-Венус" определила $f_{\text{H}_2\text{O}} < 6 \cdot 10^{-4}$ на высоте 52 км, $5 \cdot 10^{-3}$ и $1,35 \cdot 10^{-3}$ на 42 и 22 км. Данные "Венер" по аргону расходятся больше приведенных

Примечание к таблице 14.

Содержание всех компонент, кроме N_2 , дано в миллионных долях. МС - масс-спектрометрия, ГХ - газовая хроматография, ОС - оптическая спектрометрия, С - спектроскопия облачного слоя (наземная и со спутников). 30 - 17 означает, что первое число соответствует облачному слою, а второе - приповерхностной области. Данные ГХ "Пионер-Венус" по O_2 приведены для 52,42 и 22 км. Данные С относятся к высоте ≈ 63 км, кроме SO_2 , для которой $h = 68$ км.

Таблица 14

Сводка данных по химическому составу нижней атмосферы

Компонента	"Венера-11, 12"			"Пионер-Венус"			C
	MC	GX	OC	MC1	MC2	GX	
N ₂ %	4±0,3	2,5±0,3	-	4±2	4,5	4,6-3,4	-
Ar	110±20	40±10	-	70 ⁺⁵⁰ ₋₃₀	-	67±2	-
Ne	12±4	-	-	10 ⁺²⁰ ₋₆	-	4,3±0,7	-
Kr	0,6±0,2	-	-	0,05	-	<2	-
He	-	-	-	-	12	-	-
H ₂ O	100±20	50 ⁺¹⁰⁰ ₋₃₀	200-20	1000	-	1350	~1
SO ₂	-	130±35	-	10-300	-	185±43	~0,1
O ₂	-	<20	<30	<30	-	44,16, -	<1
CO	-	30-17	-	-	-	32-20	50
S ₂	-	-	0,1 ^{+0,1} _{-0,08}	-	-	-	-
Cl ₂	-	-	<0,1	<10	-	-	<0,7
H ₂	-	-	-	-	-	<10	-
H ₂ S	-	-	-	3	-	<2	<0,1
CO ₂	-	-	-	<3	-	<2	<10 ⁻²
CH ₄	-	-	-	-	-	<0,6	<1
C ₂ H ₆	-	-	-	2	-	<1	<1
HF	-	-	-	-	-	-	5·10 ⁻³
SO	-	-	-	-	-	-	<2·10 ⁻³
NO ₂	-	-	<5·10 ⁻⁴	-	-	-	<6·10 ⁻³
NH ₃	-	-	-	-	-	-	<3·10 ⁻²
Br ₂	-	-	<10 ⁻⁴	-	-	-	<10 ⁻³
HCl	-	-	-	<10	-	-	0,6

Таблица 15

Характеристики облачного слоя

Область	Высота км	Радиус частиц мкм	Оптическая толщина
Надоблач- ная дымка	>67	0,25(а,б)	0,1 на 75 км (а) 0,05-1(б) 0,1
Верхний слой	37-65(а) 70(б1) 63(б2) 70(б3) 64(б4) 68(в) 37-67	1(а,в) (1) (2) 0,25 1(б) 	7(а1,2) 6(а3) 6(а4) 14(б1) (1) (2) 2,2 3(б) 8
Средний слой	50,5-57	1,7(а) (1) (2) (3) 0,25 1,2 3,5(б)	26(а1,2), 9(а3) 12(а4) 8,4(б1) 13 (1) (2) (3) 0,35 3,5 6,2(б)
Нижний слой	48-50,5	1,5(а) (1) (2) (3) 0,25 1 3,5(б)	2(а1,2) 12(а3) 20(а4) 5(б1) 8(б2) 1(б3) 0,5(б4) 3,5
Подоблач- ные слои	47,5 46 $\Delta \approx 0,1$	(1) (2) 0,2 1(б)	0,08(б)
Подоблач- ная дымка	48-28(а1,2) 20(а3) 35(а4) 30(б1) 48-28	0,1(а,б)	1(а) 0,25(б) 0,5

Примечание: а1 - "Венера-9", а2 - "Венера-10", а3 - "Венера-11", а4 - "Венера-12", б1 - большой зонд "Пионер-Венус", б2 - ночной зонд, б3 - дневной зонд, б4 - северный зонд, в - наземные наблюдения. Без ю-

Средняя плотность аэрозоля, 10^{-9} г/см ³	Поток $\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$	Время выпа- дения, сутки	Показатель преломления
0,01 на 75 км (а)	$4 \cdot 10^{-13}$	150	$1,43 \pm 0,04(б)$
(1) (2)(б) 0,1 0,5	(1) (2) $4 \cdot 10^{-13}$ $2 \cdot 10^{-11}$	3000(1) 300(2)	1,44(а,б,в)
(1) (2) (3) 0,03 1 4(б)	(1) (2) (3) 10^{-13} $5 \cdot 10^{-11}$ 10^{-9}	3000(1) 150(2) 30(3)	1,4(а) 1,39(б)
(1) (2) (3) 0,1 2 7(б)	(1) (2) (3) 10^{-13} $7 \cdot 10^{-11}$ $1,5 \cdot 10^{-9}$	1000(1) 80(2) 10(3)	$1,42 \pm 0,02(а1,2)$ 1,44(б)
(2) 0,5	(2) $2 \cdot 10^{-11}$	3	1,44(б)
0,03(а) $10^{-3}(б)$	$2 \cdot 10^{-15}$	$8 \cdot 10^4$	1,8

декса — средние значения. Поток есть произведение плотности на скорость ладения по Стоксу; время выпадения — отношение толщины слоя к скорости ладения. (1), (2), (3) — моды.

Таблица 16

Изотопные отношения элементов по данным масс-спектрометрии

Газ	"Венера-11, 12"	"Пионер-Венус"	Земля
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	1,15	$1,03 \pm 0,04$	296
$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$0,197 \pm 0,002$	$0,18 \pm 0,02$	0,187
$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	-	$0,07 \pm 0,02$	0,097
$^{84}\text{Kr}/\Sigma\text{Kr}$	$\sim 0,5$	-	0,57
$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	$(1,12 \pm 0,02) \cdot 10^{-2}$	$\leq 1,19 \cdot 10^{-2}$	$1,11 \cdot 10^{-2}$
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$(2,0 \pm 0,1) \cdot 10^{-3}$	$2,04 \cdot 10^{-3}$

ошибок измерений; результаты "Пионер-Венус" находятся посередине между ними. Есть расхождение по криптону более чем в 10 раз; данные "Венер", где обнаружен был не только пик криптона, но и его расщепление на изотопы, выглядят весьма убедительно. По неону различия велики, но в пределах ошибок измерений. Не слишком велики расхождения по кислороду, хотя, как убедимся в следующей главе, объяснение газохроматографических измерений O_2 на "Пионер-Венус" чрезвычайно затруднительно. Есть небольшие противоречия в оценках содержания этана и сероводорода.

В табл. 15 представлена сводка данных по облачному слою. Там, где это возможно, приведены сведения по каждой моде частиц. Оптические толшины для зондов "Пионер-Венус" оценены нами по сопоставлению нефелометрических измерений на этих зондах. Даны также средние значения величин, рассчитаны потоки аэрозольного вещества и время его выпадения. Плотности и потоки аэрозоля особенно важны при сопоставлениях с фотохимическими расчетами. Времена выпадения частиц весьма велики; их следует сравнивать со скоростями перемешивания и вертикальных движений и с возможными колебаниями температуры, которые могут оказать сильное влияние на скорость процессов конденсации и сублимации.

По-видимому, можно утверждать, что вторая мода частиц является серной кислотой, третья мода представляет собой кристаллы вытянутой формы, в особенности в нижнем слое облаков, в трех основных слоях облаков в тех или иных количествах присутствует хлорное железо. Вероятное его содержание порядка единиц процентов полной массы аэрозоля.

В табл. 16 приведены изотопные отношения некоторых элементов, измеренные масс-спектрометрами на "Венерах" и "Пионер-Венус". Для сравнения приведены те же величины для земной атмосферы.

§ 10. Верхняя атмосфера

Масс-спектроскопические измерения. Использование спутника с перигеумом ~ 150 км дало возможность провести в рамках проекта "Пионер-Венус" большую серию прямых измерений в верхней атмосфере. Эксперимент проходил в период повышенной солнечной активности ($F_{10,7\text{см}} \approx 200$). Данные по нейтральному составу и его вариациям были получены с помощью масс-спектрометров (Найман и др. [178]). Измерялись концентрации CO_2 , CO , O , N_2 , N , He . Они характеризуются относительным постоянством на дневном и ночном полушариях и резкими изменениями в области терминатора. По данным наблюдений были построены модели (рис. 101) верхней атмосферы для подсолнечной и антисолнечной точек. Разница в плотности атмосферы днем и ночью составляет порядок величины на 150 км и два порядка на 200 км. Столь большой градиент плотности возникает главным образом у терминатора, где происходит расширение газа с дневной стороны практически в вакуум, находящийся с ночной стороны. Поток газа при этом должен иметь скорость звука, которая при $T = 200$ К составляет 200 м/с. Данные по вариациям плотности атмосферы и отношению $[\text{O}]/[\text{CO}_2]$ были получены также из анализа торможения спутника (Китинг и др. [179]).

Масс-спектроскопические измерения проводились также на несущем модуле "Пионер-Венус" (фон Цан и др. [180]). Его спуск про-

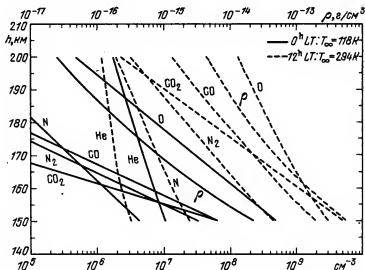


Рис. 101. Нейтральный состав термосферы в подсолнечной и антисолнечной точках (Найман и др. [178]). Указаны также значения температуры экзосферы T_{∞} .

Таблица 17

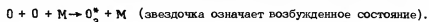
Верхняя атмосфера на утренней стороне Венеры (фон Цан и др. [180])

h, км	CO ₂ , см ⁻³	N ₂ , см ⁻³	He, см ⁻³	CO, см ⁻³	O, см ⁻³
220	4,30E(4)*	6,78E(5)	1,35E(6)	1,87E(6)	3,30E(7)
210	2,34E(5)	1,86E(6)	1,56E(6)	5,12E(6)	5,89E(7)
200	1,23E(6)	5,14E(6)	1,81E(6)	1,41E(7)	1,05E(8)
190	6,32E(6)	1,42E(7)	2,10E(6)	3,87E(7)	1,89E(8)
180	3,19E(7)	3,92E(7)	2,45E(6)	1,06E(8)	3,39E(8)
170	1,58E(8)	1,09E(8)	2,90E(6)	2,93E(8)	6,12E(8)
160	7,99E(8)	3,10E(8)	3,52E(6)	8,28E(8)	1,14E(9)
150	4,92E(9)	1,07E(9)	4,83E(6)	2,78E(9)	2,51E(9)
140	4,12E(10)	4,92E(9)	8,14E(6)	1,21E(10)	6,93E(9)
130	4,10E(11)	3,02E(10)	2,02E(7)	6,58E(10)	2,39E(10)
120	4,52E(12)	2,52E(11)	9,28E(7)		
110	5,26E(13)	2,60E(12)	7,30E(8)		
100	6,22E(14)	2,93E(13)	7,50E(9)		

*4,30E(4) означает $4,30 \cdot 10^4$.

ходил на утренней стороне при $z_0 = 60^\circ$. Эти измерения были выполнены до высоты $h > 130$ км. Получены концентрации CO₂, He, CO + N₂. Разделить CO и N₂ удалось только в области высот 140 - 152 км. Модель верхней атмосферы, построенная на основе этих измерений, приведена в табл. 17.

Наблюдения свечения ночного неба со спутников "Венера-9, 10" (Краснопольский и др. [181 - 183]). Спектроскопия свечения атмосферы является важным источником информации о ее характеристиках, в особенности в областях, неисследованных прямыми методами. Ночное свечение Венеры в видимой области спектра оказалось весьма непохожим на свечение земной атмосферы, хотя на обеих планетах оно вызывается рекомбинацией атомов кислорода в тройных столкновениях с участием какой-либо другой молекулы M:



$\rho, \text{г/см}^3$	M	T, K	p, мбар	$D, \text{см}^2 \text{с}^{-1}$	$K, \text{см}^2 \text{с}^{-1}$
1,01E(-15)	16,4	275	1,40E(-9)	2,2E(11)	5,0E(8)
1,92E(-15)	17,1	275	2,57E(-9)	1,2E(11)	5,0E(8)
3,97E(-15)	17,9	275	4,84E(-9)	6,4E(10)	5,0E(8)
7,95E(-15)	19,1	275	9,49E(-9)	3,2E(10)	5,0E(8)
1,81E(-14)	21,0	275	1,97E(-8)	1,6E(10)	5,0E(8)
4,66E(-14)	23,8	274	4,45E(-8)	6,8E(9)	4,2E(8)
1,42E(-13)	27,7	270	1,15E(-7)	2,5E(9)	2,6E(8)
6,05E(-13)	32,3	238	3,71E(-7)	6,1E(8)	1,4E(8)
3,98E(-12)	36,8	206	1,85E(-6)	9,2E(7)	5,7E(7)
3,50E(-11)	39,8	190	1,39E(-5)	1,0E(7)	2,0E(7)
3,67E(-10)		183	1,35E(-4)	9,9E(5)	6,2E(6)
4,17E(-9)		179	1,48E(-3)	8,7E(4)	1,9E(6)
4,88E(-8)		178	1,71E(-2)	7,4E(3)	5,5E(5)

Спектр свечения состоит (рис. 102) из нулевых прогрессий четырех систем полос O_2 , их средние зенитные интенсивности равны

2,7 kR (килорэлей) для системы Герцберга II, 140 R (рэлей) -

Герцберга I, 200R - Чемберлена, 100R - ($c^1\Sigma_u^- \rightarrow \kappa^1\Delta_g$). Расшиф-

ровка спектра потребовала лабораторных экспериментов (Лоуренс и др. [184], Слэнгер и Блэк [185, 186], Кеннер и др. [187]). Эксперимент проходил при низкой солнечной активности ($F_{10,7\text{см}} \approx 75$).

В свечении отсутствует линия кислорода 5577 Å (менее 5R), которая обычно сопровождает процесс рекомбинации кислорода. Система процессов передачи, преобразования энергии и гашения, связанная с возбуждением кислородных эмиссий в атмосферах планет земной группы, оказалась весьма сложной; данных лабораторных измере-

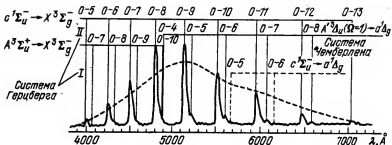


Рис. 102. Спектр свечения ночного неба Венеры в видимой области. Указаны положения четырех систем полос O_2 (Краснопольский и Томашова [182]).

ний недостаточно для ее детального описания, и для определения этой системы и констант реакций, в нее входящих, пришлось использовать как данные лабораторных измерений, так и измерения свечения в атмосферах Земли, Венеры и Марса и сведения о составе этих атмосфер. Эта проблема рассмотрена Краснопольским [183]; так как предложенное решение получено с использованием имеющейся аэрономической информации об атмосфере Венеры, то обратный подход — получение аэрономической информации из средних данных по свечению — исключен. Полезные сведения о свойствах атмосферы могут быть получены только из вариаций свечения (Краснопольский и Томашова [182]).

Свечение сосредоточено в слое толщиной около 15 км на средней высоте 100 км; она определяет положение максимума [0]. Суточный ход свечения (рис. 103) характеризуется в основном симметричной компонентой с максимумом, сдвинутым на 5° относительно полуночи. Это указывает на доставку атомного кислорода на ночную сторону путем переноса через терминатор и нисходящих потоков у антисолнечной области, в соответствии с расчетами Изакова и Морозова [188] и Дикинсона и Ридли [189]. Такой же вывод следует из широтных вариаций свечения (рис. 104). Возможно, было

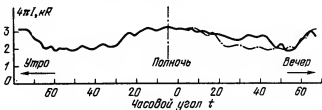


Рис. 103. Суточный ход свечения O_2 (зависимость от часового угла t). Штриховая линия — симметричное продолжение левой части кривой (Краснопольский и Томашова [182]).

бы целесообразно выделить из материала наблюдений не только суточную и широтную компоненты, но и зависимость от углового расстояния между максимумом яркости свечения у антисолнечной точки и местом наблюдения. Однако из-за малой области изменения широты эта зависимость должна быть подобна суточной. Превышение максимума над другими областями составляет 1,5 – 2 раза, т.е. значительно меньше результатов расчетов, которые дают отношение [0] около семи раз на высоте 100 км [189].

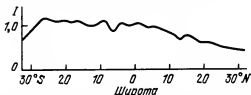


Рис. 104. Зависимость относительной интенсивности свечения от широты (Краснопольский и Томашова [182]).

Наличие несимметричной компоненты характеризует роль доставки кислорода путем переноса с дневной стороны за счет четырехсуточной циркуляции. Эта роль сравнительно мала; следовательно, такая циркуляция прекращается на 100 км или ниже. По-видимому, несимметричная компонента вызвана нижней частью светящегося слоя. Заметна волнообразная структура кривой на рис. 103; интересно, что отношение периода волны к полной окружности близко к отношению периода циркуляции (4 земных суток) к продолжительности солнечных суток на Венере (117 земных суток).

Свечение полосы O_2 1,27 мкм было обнаружено Конном и др. [190] теми же техническими средствами, что и аналогичное свечение на Марсе (см. § 3 гл. I). Зависимость интенсивностей линий от энергии верхнего состояния позволяет определить вращательную температуру светящегося слоя; она равна 185 ± 15 К для ночной полусферы. На дневной части диска эмиссии труднее измерить из-за большой фоновой яркости. Поэтому вращательная температура дневного свечения оценивается с очень невысокой точностью. Интенсивность свечения определялась путем сравнения с аналогичным свечением земной атмосферы, которое обнаруживалось в виде пиков в центре слабых теллурических линий поглощения исследуемой полосы. Ракетные измерения дают интенсивность земного свечения 20 ± 10 MR (мегарэлей); тогда свечение Венеры равно 3,3 и 4,2 MR для ночного и дневного полушарий соответственно. Аналогичный результат получается и путем сравнения с отраженным светом Венеры в континууме. Если, далее, альbedo Венеры на 1,27 мкм равно 0,9, то истинное свечение в 2,8 раза меньше и равно 1,2 и 1,5 MR. Примерное равенство свечения днем и ночью указывает на наличие других механизмов возбуждения, помимо озон-

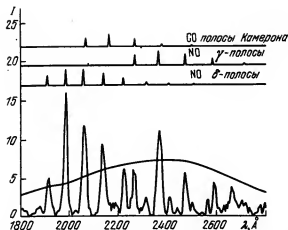


Рис. 105. Ночное свечение Венеры в области 1800 – 2800 Å (Стюарт и Барт [191]). Гладкая кривая – зависимость чувствительности прибора от длины волны.

ного ($O_3 + h\nu \rightarrow O_2^* + O$). Большая интенсивность свечения, сопоставимая с полной продукцией атомного кислорода при диссоциации CO_2 , указывает на то, что образование $O_2(^1\Delta_g)$ является важным промежуточным этапом в схеме процессов восстановления CO_2 из продуктов фотолиза. Примерное равенство дневного и ночного свечений означает наличие быстрого и эффективного переноса атомного кислорода на ночную сторону и равенство $[O]$ на ночной и дневной сторонах.

Ночное свечение NO (рис. 105) было обнаружено в ультрафиолетовых спектрах, измеренных на спутниках "Пионер-Венус" (Стюарт и др. [191, 192]) и IUE (Фельдман и др. [193]). Свечение представляет собой нулевые прогрессии δ - и γ -полос, возбуждаемые в процессе $N + O \rightarrow NO^*$. Наиболее сильные полосы $(0,1) 2365 \text{ Å}$ γ -системы и $(0,1) 1980 \text{ Å}$ δ -системы использовались для изучения глобального распределения свечения. При этом прибор переключался в фотометрический режим, вращение спутника вокруг хорошо стабилизированной оси позволяло получить монохроматическое изображение планеты. На 1980 Å велико поглощение CO_2 , интенсивность отраженного атмосферой излучения сильно падает и изображения имеют существенно меньшую долю рассеянного света. Средняя по ночной полусфере интенсивность свечения 1980 Å $0,8 \text{ kR}$, что соответствует интенсивности δ -системы $2,8 \text{ kR}$ и γ -системы

Таблица 18

Химические реакции N и O на высотах 80–140 км
(Стюарт и др. [192])

№	Реакции	Коэффициент скорости (см ³ /с или см ⁶ /с)
1	$O + N \rightarrow NO$	$2,5 \cdot 10^{-17}$
2	$N + NO \rightarrow N_2 + O$	$2,1 \cdot 10^{-11}$
3	$O + N + CO_2 \rightarrow NO + CO_2$	$1,1 \cdot 10^{-32} \left(\frac{300}{T}\right)^{\frac{1}{2}}$
4	$O + O + CO_2 \rightarrow O_2 + CO_2$	$4,7 \cdot 10^{-33} \left(\frac{300}{T}\right)^2$
5	$O + CO + CO_2 \rightarrow CO_2 + CO_2$	$2 \cdot 10^{-37}$
6	$O + O_2 + CO_2 \rightarrow O_3 + CO_2$	$1,4 \cdot 10^{-33} \left(\frac{300}{T}\right)^{2,5}$
7	$O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$	$1,9 \cdot 10^{-11} \exp(-2300/T)$

1,5 kR; максимум свечения 1980 Å 5 kR наблюдается в области, смещенной на 30° относительно антисолнечной точки. Измерение на лимбе планеты показали, что светящийся слой расположен на высоте 115 ± 2 км.

Для интерпретации наблюдений Стюарт и др. [192] рассмотрели следующую систему реакций, определяющую концентрации N и O на 80–140 км (табл. 18). Они считали $K \gg D$ и задавали коэффициент перемешивания в виде $K = A M^{\frac{1}{2}}$. Если источником атомного кислорода является поток сверху Φ_0 , то в области, где отсутствуют источ-

ники и стоки, $[O] = 2\Phi_0 N/K$. Это нетрудно получить решением уравнения $\Phi_0 = -K \left(\frac{dn}{dh} + \frac{n}{H} \right)$. Если какая-либо компонента переносится

вниз, где она гибнет, то ее концентрация достигает максимума на высоте, где время переноса равно химическому времени жизни; применительно к атомам азота $H^2/K = (k_1 [O])^{-1}$. Отсюда получаем, что в максимуме $[N] [M] = [M]_p = A^2 / 2 k_1 \Phi_0 N^3$, $[O] = [O]_p = (2\Phi_0 / k_1 N)^{\frac{1}{2}}$. Нетрудно убедиться в том, что реакция (3) является на порядок ве-

личины менее эффективным стоком атомов N, чем (1). Действительно, скорости становятся равными при $[M] \approx 2 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-3}$, т.е. на 95 – 100 км, в то время как максимум свечения N0 соответствует $[M] \approx 10^{14} \text{ см}^{-3}$. Если в ночной атмосфере нет накопления N0, то скорости реакций (1) и (2) в вертикальном столбе должны быть равны. Поэтому квантовый выход свечения N0 относительно нисходящего потока атомов N должен быть близок к 0,5. Чем меньше K, тем больше разни́ца по высоте между максимумом свечения и уровнем $M = 2 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-3}$ и тем ближе квантовый выход к 0,5. При $A = 1,6 \cdot 10^{13}$ он равен 0,45, при $A = 5 \cdot 10^{13} - 0,36$. При средней интенсивности свечения N0 4,5 kR поток $\Phi_N \approx 10^{10} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Массоспектроскопические измерения (см. рис. 101) дают $[O]/[N] \approx 10^2$, поэтому, $\Phi_O = 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Согласие расчета и наблюдений относительно высоты светящегося слоя происходит при $A = 10^{13}$. Есть некоторые расхождения в числовых значениях между текстом и рисунком в [192], воспроизводящим рассчитанные концентрации N, O и объемную светимость полос N0, поэтому этого рисунка мы не приводим. Таким образом, из средних интенсивностей свечения и высоты максимума светящегося слоя получены нисходящие потоки N и O и величина перемешивания. Концентрация N максимальна на высоте 114 км и равна $7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$, [O] – на 106 км и равна $2,6 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$.

Стюарт и др. [192] указывают на некоторые интересные проблемы и следствия, вытекающие из приведенного расчета. Свечение N0 максимально при местном времени 2^h , в то время как масс-спектрометрические измерения дают в это время минимум [N] и [O] на высоте 167 км. Однако температура в это время тоже минимальна; экстраполяция данных масс-спектрометрии для 167 км на высоту 140 км приводит к максимуму [N] и [O] на 140 км в 22^h с повышением над концентрациями в 20^h и 2^h в два раза. Отсюда следует, что и максимум свечения должен быть до полуночи, а не после нее. На наш взгляд, эта точка зрения спорна: надо учитывать, что температура меняется и ниже 140 км. Здесь важны величины [N] и [O] на 115 км, и, возможно, экстраполяция на этот уровень решит проблему. Далее, из потока $\Phi_O = 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и интенсивности свечения полос Герцберга $\bar{\eta}$ (см. выше) 2,7 kR следует квантовый выход этой системы $2,7 \cdot 10^{-3}$ (в [192] берется интенсивность 5 kR и дается квантовый выход $\sim 10^{-2}$), в то время как Лоуренс в частном сообщении дает $\sim 10^{-3}$. Учитывая неопре-

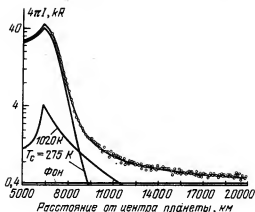


Рис. 106. Измерения на "Маринере-5" и интерпретация свечения линии 1216 Å. Наблюдаемая кривая есть сумма постоянного фона и двух распределений с $T_c = 275$ K и $T_c = 1020$ K (Андерсон [1961]).

деленность этой величины, разницу в 2 – 3 раза следует считать приемлемой. Наконец, из сопоставления свечения O_2 1,27 мкм и полученного потока Φ_0 следует, что выход $O_2(^1\Delta_g)$ при рекомбинации кислорода равен единице. Здесь почему-то зенитная интенсивность полосы 1,27 мкм принята 600 kR; на самом деле она вдвое больше, и выход $O_2(^1\Delta_g)$ равен двум. Если в первой редакции этот вывод означает, что почти все молекулы O_2 образуются в реакциях (4,7) (см. таблицу 18) в состоянии $^1\Delta_g$, то из второй редакции следует неприемлемость схемы табл. 18 для описания процессов образования O_2 , хотя в остальном ее ценность сохраняется. Если квантовый выход $O_2(^1\Delta_g)$ равен 2 по отношению к числу актов образования O_2 , то процесс образования должен быть как минимум двуступенчатым и на каждом этапе давать $O_2(^1\Delta_g)$. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в следующей главе.

Свечение водорода в линии 1216 Å. Первые измерения свечения 1216 Å были выполнены на "Венере-4" (Курт и др. [194]) и на "Маринере-5" (Барт [195]). Профиль свечения на лимбе, измеренный на "Маринере-5", описывался двумя шкалами высот, которые различались примерно вдвое; излом приходил на высоту ~3000 км (рис. 106). Первоначально это объясняли присутствием больших количеств молекулярного водорода либо дейтерия, однако имеется ряд аргументов против этих гипотез. Ближе к истине предпо-

ложение о наличии "холодных", т.е. имеющих температуру атмосферы, и "горячих", имеющих большую избыточную энергию, атомов водорода. Разработка этой гипотезы (Андерсон [1961]) позволила объяснить измерения на дневном лимбе при следующих температурах и концентрациях на критическом уровне:

холодная компонента - $n_c = (2 \pm 1) 10^5 \text{ см}^{-3}$, $T_c = 275 \pm 50 \text{ K}$;

горячая компонента - $n_c = 1,3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$, $T_c = 1020 \pm 100 \text{ K}$.

Для лучшего соответствия расчетов (их методика описана в § 5 гл. I) и измерений последние необходимо было умножить на 0,725. Этот коэффициент включает ошибки калибровок фотометров и вариации интенсивности солнечной линии 1216 Å.

Измерения на ночной части диска планеты также описываются двухкомпонентной моделью:

холодная компонента - $n_c = 2 \pm 1 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, $T_c = 150 \pm 50 \text{ K}$;

горячая компонента - $n_c = 10^3 \text{ см}^{-3}$, $T_c = 1500 \pm 200 \text{ K}$.

Холодная компонента имеет малую шкалу высот, и перенос излучения в ней с дневной на ночную сторону быстро затухает. На ночном лимбе присутствует только горячая компонента. Андерсон отмечает, что среди допустимого интервала температур ночной экзосферы более вероятные значения лежат в области 100 - 150 K. Результаты этой работы были подтверждены прямыми измерениями на "Пионер-Венус".

Более детальное исследование свечения было проведено на спутниках "Венера-9, 10" (Берто и др. [1971]), где приборы позволяли измерять не только интенсивность свечения, но и ширину линии; тем самым возникала возможность прямого определения температуры по доплеровскому контуру эмиссии, а не по высотному профилю свечения. Оба метода дают $T_c = 500 \pm 100 \text{ K}$ и $n_c = 1,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ для высот менее 1500 км; выше 3000 км происходило резкое увеличение ширины линии, вслед которому шло уменьшение ширины на 4500 км. Эта особенность была объяснена увеличением энергии атомов водорода при перезарядке с протонами солнечного ветра за ударной волной. "Горячие" атомы находятся на спутниковых орбитах и составляют 10% от "холодной" компоненты на высоте 3500 км. Таким образом атомы возникают за пределами иносферы, и неясно, к какому увеличению потока диссипации водорода они приводят.

Измерения на "Пионер-Венус" (Стюарт и др. [1961]) хорошо описываются моделью с $n_c = 2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ и $T_c = 275 \text{ K}$ и согласо-

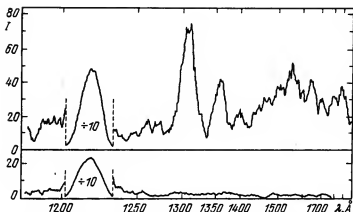


Рис. 107. Спектр дневного свечения Венеры, измеренный на ракете (относительные интенсивности). Внизу – свечение земной атмосферы, измеренное во время полета ракеты и являющееся фоном для измерений свечения Венеры (Роттман и Мус [2001]). Для линии 1216 Å шкала уменьшена в 10 раз.

ются с данными Андерсона [196], полученными для "Маринера-5". Температура на критическом уровне отлично согласуется с результатами ее измерений на масс-спектрометрах и по торможению спутника.

Предварительные данные наблюдений на "Венерах-11, 12" (Берто и др. [198]) указывают на двухкомпонентное распределение с температурами ~ 400 и 700 К. Более детальный анализ необходим для выяснения места возникновения "горячей" компоненты (на уровне экзобазы, предполагал Андерсон [196], или на 3500 км около фронта ударной волны, как предложено Берто и др. [1971]).

Анализ измерений свечения линии 1216 Å "Маринером-10" (Такац и др. [199]) также дал двухкомпонентное распределение на дневной стороне с $T_c = 275 \pm 50 \text{ K}$ и $n_c = (1,5 \pm 1) \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ для холодной компоненты и $T_c = 1250 \pm 100 \text{ K}$ и $n_c = 5 \pm 1 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ для горячей. На ночной стороне холодная компонента имеет $n_c = (1 \pm 0,5) \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ и $T_c = 150 \pm 25 \text{ K}$.

Спектры дневного свечения в области $1100 - 3500 \text{ Å}$. Хорошего качества спектры в области $1100 - 1900 \text{ Å}$ были получены еще в 1971 г. на ракете Роттманом и Мусом [200] (рис.107). Кроме свечения 1216 Å , спектр содержит линии углерода и кислорода, полосы четвертой положительной системы CO и две неотожествленные эмиссии с $\lambda 1400$ и 1900 Å (табл. 19).

Таблица 19

Отождествленные эмиссии и верхние пределы
в спектре Венеры 1200 – 1900 Å (Ротман и Мус [200])

$\lambda, \text{\AA}$	Вещество	Переход	Интенсивность, kR
1193	Cl	$^3P - ^3D^0$	$1,5 \pm 1,0$
1200	NI	$^4S^0 - ^4P$	$< 1,0$
1216	NI	$^4S - ^4P$	$27 \pm 3,0$
1261		$^3P - ^3P^0$	
	Cl		$1,0 \pm 0,5$
1278		$^3P - ^3D^0$	
1302 –			
1306	OI	$^3P^3 - S^0$	$5,5 \pm 0,5$
1329	Cl	$^3P - ^3P^0$	$0,5 \pm 0,5$
1356	OI	$^3P - ^5S^0$	$2,7 \pm 0,5$
1463		$^1D - ^1P^0$	
	Cl		$1,0 \pm 1,0$
1467		$^1D - ^1P^0$	
1561	Cl	$^3P - ^3D^0$	$2,4 \pm 1,2$
1657	Cl	$^3P - ^3P^0$	$4,0 \pm 1,5$
	CO	$X^1\Sigma - A^1\Pi$	25 ± 5

Анализ, аналогичный рассмотренному в § 5 гл. I, показал, что измеренные интенсивности триплета атомного кислорода 1304 Å и полос CO соответствуют относительному содержанию этих компонент на уровне $N_{CO_2} = 4 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-2}$ в 10% для каждой. Этот резуль-

тат сильно отличался от аналогичных данных по атмосфере Марса, где $f_0 = 1\%$, а содержание CO в то время оценивали в 0,3%. Массо-

спектрометрические измерения на несущем модуле "Пионер-Венус" (см. выше) дали $f_0 = 8\%$, $f_{CO} = 20\%$ на высоте 137 км, где $N_{CO_2} = 4 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-2}$; такое различие является вполне допустимым и позволяет говорить о согласии результатов.

Спектры дневного свечения в области 110 – 3500 Å были получены на спутнике "Пионер-Венус" (Стюарт и др. [166], Дарренс и др. [201]). Результаты обработки этих измерений еще не опубликованы.

Предварительный анализ показал, что эмиссия O с $\lambda = 1304 \text{ Å}$ воспроизводится моделью с $f_0 = 4\%$ на 140 км; в ее возбуждении существенна диссоциация CO . Более детальный анализ [201a] показал наличие большого избытка атомного кислорода при $h \gtrsim 400$ км. Причиной тому являются "горячие" атомы кислорода, возникшие при рекомбинации O_2^+ и при резонансной перезарядке с ионами O^+ , имеющими высокую собственную температуру T_e . Согласно измерениям, "горячий" кислород имеет концентрацию $4 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ на $h = 400$ км и шкалу высот около 400 км на дневной стороне планеты. Оказалось, далее, что важную роль в спектре свечения играет возбуждение полосы CO (14,0) 1215 Å солнечным излучением H 1216 Å. Наиболее сильные полосы флуоресценции, вызванные этим процессом, (14,2) 1282 Å, (14,3) 1317 Å, (14,4) 1354 Å и (14,5) 1392 Å. Полосы (14,2) и (14,5) были описаны Роттманом и Мусом [200] как линия C 1278 Å и неотожествленная эмиссия 1400 Å. Полосы (14,3) и (14,4) в приборах с умеренным разрешением совпадают с эмиссиями O 1304 и O 1356 Å. Особенно велик вклад полосы (14,4) в свечение 1356 Å и этим объясняется аномальное отношение интенсивностей линий 1304 и 1356 Å в спектре рис. 107.

Неотожествленная эмиссия на 1900 Å является, на наш взгляд, линией $C(^1D)$ 1931 Å.

Спектрометрические измерения на "Маринере-10" и "Венерах-11, 12" (Бродфут и др. [202], Кумар и Бродфут [203], Берто и др. [198]). Эти эксперименты имели сходные задачи и методики исследования. Измерялись интенсивности в десяти фиксированных точках УФ-спектра, соответствующих эмиссиям He^+ 304 Å, He 584 Å, He 736 Å, O^+ 834 Å, Ar 869 и 1048 Å, H 1216 Å, O 1304 Å, CO 1500 Å, C 1657 Å, и интегральная интенсивность в нулевом порядке спектра.

В эксперименте на "Маринере-10" уровень рассеянного света оказался довольно велик, и аэрономически интересная информация была получена в основном для линии He 584 Å. Согласие между расчетным и измеренным профилями свечения на дневном лимбе получалось при $T_e = 375 \pm 100$ K и $f_{He} = 1 \pm 0,5 \cdot 10^{-5}$ на высоте, где $[CO_2] = 2 \cdot 10^{11}$ см⁻³. Измерения на "Пионер-Венус" относят этот уровень на 133 км, где $f_{He} = 7 \cdot 10^{-5}$ [180]. Исходя из полученных спектрометрически концентраций гелия, Кумар и Бродфут [203] рассчитали скорость потери гелия за счет ионизации и захвата солнечным ветром. Полученная величина составила $2 \cdot 10^5$ см⁻² · с⁻¹, что на порядок меньше продукции гелия при радиоактивном распаде, равной $2 \cdot 10^6$ см⁻² · с⁻¹, согласно измерениям γ-активности поверхностных пород "Венерой-8" (Виноградов и др. [204]). Сейчас это несоответствие легко объяснимо: содержание гелия оказалось как раз на порядок величины больше.

В экспериментах на "Венерах-11, 12" за счет более удачного выбора приемников, нечувствительных к длинноволновому излучению, и применения дополнительных мер по снижению рассеянного света отношение сигнала к помехе было лучше, чем на "Маринере-10". Тем не менее выделить линии неона и аргона не представляется возможным. Аэрономическая интерпретация остальных эмиссий пока еще не проведена.

§ 11. Ионосфера

Круг проблем, связанных с исследованием ионосферы Венеры, довольно широк и включает вопросы взаимодействия солнечного ветра и атмосферы планеты, наличие собственного и конфигурация наведенного магнитных полей, температурный режим и т.д. Их детальное описание не входит в нашу задачу, и мы ограничимся лишь рассмотрением высотных зависимостей концентрации плазмы и ионного состава на высотах до 200 – 250 км, а также источников ионизации. Такой подход в основных чертах исчерпывает проблему взаимосвязи нейтрального и ионного состава верхней атмосферы вплоть до основания экзосферы.

Измерения характеристик ионосферы до полета "Пионер-Венус". До этого полета ионосфера могла изучаться лишь методами дистанционного зондирования. Важные результаты дали измерения электронной концентрации методом радиопросвечивания (см. § 7 гл. I). Первые измерения проводились при пролетах "Маринеров-5 и 10" (Фелдбо и др. [205, 206]). Значительно более широкая серия наблюдений (13 измерений дневной ионосферы и 22 – ночной) была выполнена на спутниках "Венера-9, 10" (Иванов-Холодный и др. [207]). Эти измерения (рис. 108) показали, что днем концентрация электронов в максимуме на $h \approx 150$ км ме-

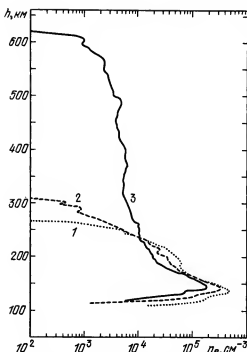


Рис. 108. Ионосфера Венеры в дневное время по результатам радиопросвечивания на "Венерах-9, 10" (Иванов-Холодный и др. [207]).

няется с изменением зенитного расстояния Солнца z_{\odot} в соответствии с законом $n_{e_{\max}} \sim (Ch z_{\odot})^{-\frac{1}{2}}$, где $Ch z_{\odot}$ — функция Чепмена, которая при $z_{\odot} \leq 70^{\circ}$ равна $\sec z_{\odot}$. Этой же зависимостью описываются концентрации в области выступа на высоте 130 – 140 км; она следует из теории простого слоя и подтверждает фотохимический механизм формирования ионосферы в этих областях. Высота ионопаузы меняется от 300 км при малых z_{\odot} (кривые 1 и 2) и равна 600 км около терминатора (кривая 3).

Ночная ионосфера [208] оказалась сильно изменчивой; в большинстве случаев она имеет два максимума (рис. 109). Средняя высота верхнего максимума равна 137 км, расстояние между максимумами 15 км. В верхнем пике n_e изменяется в пределах $2,9 \cdot 10^3 - 1,6 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, в нижнем — от $1,8 \cdot 10^3$ до $1,1 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. Часть профилей не имеет нижнего максимума. Пики являются тонкими и в некоторых случаях дают шкалу высот от 1 км; ее среднее значение равно 5 км.

В главе II упоминалось, что по известному вертикальному распределению плотности электронов n_e можно вычислить температуру нейтральной атмосферы, если электроны и положительные ионы находятся в фотохимическом равновесии в рассматриваемой области атмосферы; тогда шкала высот ионосферы над максимумом ионизации равна удвоенной шкале высот нейтральной атмосферы. Считая CO_2 основным компонентом атмосферы, Иванов-Холодный и др. [209] получил оценку температуры ночной атмосферы ~ 100 К. Если принять за основной компонент атомный кислород, то получается температура примерно в три раза меньше, которую следует признать нереальной. Допущение, что в области выше максимума ионизации доминирует амбиполярная диффузия электронов и ионов, при которой возможно определить только $\frac{T_i + T_e}{2}$ при известной молекулярной массе основных ионов, на высотах 140–150 км представляется маловероятным.

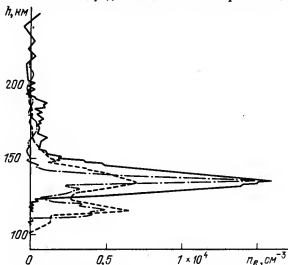
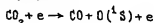


Рис. 109. Ионосфера Венеры в ночное время по радиопросвечиванию на "Венерах-9, 10" (Александров и др. [208]). Приведены три характерные высотные зависимости n_e .

На спутниках "Венера-9, 10" в тени планеты на высотах ≈ 2000 км Грингауз и др. [210] обнаружили и измерили потоки электронов со средней энергией ≈ 50 эВ и интенсивностью $\approx 2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Их расчеты показали, что эти потоки должны вызывать ионизацию атмосферы с максимумом $n_e \approx 10^4 \text{ см}^{-3}$ на высоте, где $[\text{CO}_2] = 2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$. Сопоставление одновременно выполненных измерений потоков электронов и радиопросвечивания атмосферы показало наличие некоторой корреляции $n_{e \text{ max}}$, полученной обоими методами. Отсюда Грингауз и др. [210] сделали вывод, что

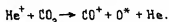
электронные потоки являются причиной ионизации ночной атмосферы в верхнем пике и что плотность атмосферы в нем равна приведенной величине. Эта величина плотности противоречила существовавшим моделям атмосферы и подтвердилась измерениями на "Пионер-Венус" (экстраполяция данных рис. 101).

Эта точка зрения противоречила измерениям свечения ночного неба (Краснопольский [211]), согласно которым свечение линии кислорода 5577 \AA на ночном ламбе в области высот верхнего максимума не превышало $4R$. Из них диссоциативная рекомбинация O_2^+ должна была давать $1R$ и процесс возбуждения 5577 \AA электронным ударом



имел вклад не более $3R$. Расчет с учетом отражения части падающего потока электронов из-за упругих столкновений приводит к энергии этого потока не более $10^9 \text{ эВ/см}^2 \cdot \text{с}$ или в 10 раз меньше, чем в измерениях Грингауза и др. [210]. При этом принималось, что ночная атмосфера в области $130 - 170 \text{ км}$ состоит в основном из CO_2 . Если концентрации CO_2 и O примерно равны на высоте 140 км ,

то оценка потока энергии электронов становится несколько менее строгой: $2 \cdot 10^9 \text{ эВ/см}^2 \cdot \text{с}$, так как вероятность возбуждения атомного кислорода электронным ударом много меньше, чем CO_2 . Для объяснения верхнего максимума Краснопольский [211], не исключая возможного вклада электронных потоков, предложил фотоионизацию в линии $H_e 584 \text{ \AA}$, которая попадает на ночную сторону планеты за счет рассеяния солнечной эмиссии на атомах межпланетного гелия. Другой возможный механизм поддержания сравнительно высоких n_e ночью — существование атомов с низким потенциалом ионизации, например, серы, которая путем перезарядки с O_2^+ могла давать долгоживущие ионы, так как рекомбинация атомных ионов является излучательной и представляет собой очень медленный процесс ($\alpha \approx 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$ вместо $\sim 10^{-7} \text{ см}^3/\text{с}$ для диссоциативной рекомбинации). Нижний максимум Батлер и Чемберлен [212] объясняли метеорной ионизацией; предложенная ими схема была дополнена в работе [211]. Отсутствие свечения кислорода приводит также к ограничению потока ионов гелия $< 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ за счет процесса



После измерений на "Маринере-5" перенос ионов гелия с дневной стороны на ночную рассматривался как возможный источник иони-

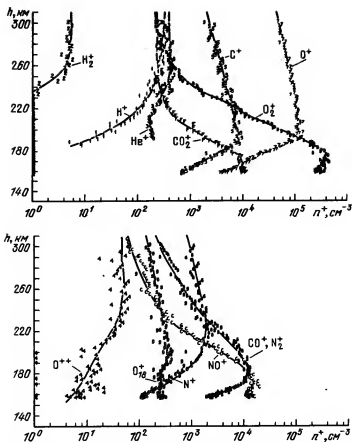


Рис. 110. Состав дневной ионосферы Венеры при $z_0 = 11^\circ$ по измерениям спутника "Пионер-Венус" (Тэйлор и др. [215]).

защищено ночью. Интересные обзоры по ионосфере Венеры были подготовлены Бреус [213, 214].

Измерения на "Пионер-Венус". Использование спутника с низким перицентром (150 км) открыло возможность длительных и детальных прямых наблюдений ионосферы. Они проводились с помощью четырех приборов: двух масс-спектрометров ионного состава (на спутнике и на несущем модуле), анализатора с задерживающими потенциалами и измерителя электронной температуры. Эти эксперименты сопровождались наблюдениями радиопросвечивания и комплексом приборов для исследования взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой.

На рис. 110 показан состав дневной ионосферы, измеренный [215] масс-спектрометром при $z_0 = 11^\circ$. При увеличении z_0 вы-

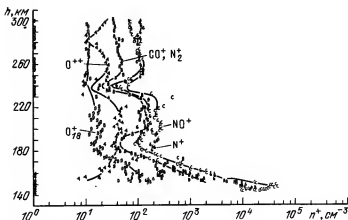
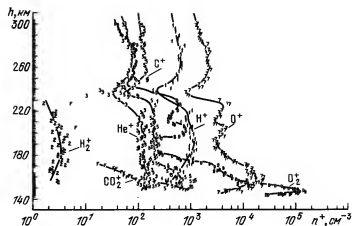


Рис. 111. Состав ночной ионосферы Венеры при $z_0 = 160^\circ$ (Тэйлор и др. [215]).

сота пиков O_2^+ , NO^+ и CO_2^+ несколько возрастает, концентрация в пике уменьшается примерно до двукратной величины. Обнаружены и измерены концентрации двенадцати видов ионов, в том числе двухзарядного иона O^{++} . Профиль CO^+ на самом деле является суммой CO^+ и N_2^+ ; измерены также концентрации $^{18}O^+$; их величина примерно соответствует земному отношению $^{18}O/^{16}O$.

На рис. 111 показана ночная концентрация ионов (Тэйлор и др. [215]). Несколько странными кажутся высокие ионные концентрации в пике на 150 км ночью. Прежде всего, обращает внимание

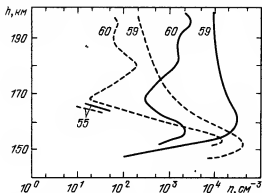


Рис. 112. Профили концентраций O^+ (сплошные линии) и O_2^+ (штриховые линии) вдоль некоторых орбит "Пионер-Венус" (Тэйлор и др. [215]). Показаны три группы данных: установившаяся ионосфера (измерения на орбите 59), переходная (60) и "истощенная" (55).

сходство ионного состава дневной и ночной ионосферы. Есть, однако, и некоторые существенные различия. Ночью сильно увеличиваются концентрации H^+ ; отношение $[H^+]/[O^+]$ на высоте 250 км возрастает от $3 \cdot 10^{-3}$ при $Z_\odot = 70^\circ$ до максимума ~ 3 , который наблюдается во второй половине ночи при $Z_\odot = 140^\circ$. Это означает, что ночная ионопауза определяется резким уменьшением с высотой $[O^+]$ в первую половину ночи и $[H^+]$ во вторую половину ночи. Другой особенностью является возрастание отношения $[NO^+]/[O_2^+]$, которое мало днем и стремится к единице у полуночи. Увеличение $[NO^+]$ с понижением высоты наблюдается и ниже максимума на 150 км, и показывает, что NO^+ является, возможно, преобладающим ионом в ночном максимуме концентрации плазмы, который находится на высоте 142 км согласно измерениям радиопросвечивания. Ионные концентрации ночью на высотах более 160 км оказываются весьма изменчивыми (рис. 112). Эти изменения могут составлять более трех порядков величины.

Измерения электронных концентраций в ночной ионосфере методом радиопросвечивания (Клиор и др. [216]) также показали, что характеристики ионосферы сильно меняются от места к месту; средняя величина $n_{e_{\max}} = 1,7 \pm 0,7 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. Высота основного пика оказалась сравнительно постоянной: $h_{\max} = 142 \pm 4 \text{ км}$. Увеличение $n_{e_{\max}}$ и h_{\max} по сравнению с величинами, измеренными на "Ве-

нерах-9, 10" связано, вероятно, с повышенной солнечной активностью ($F_{10,7 \text{ см}} = 80$ во время измерений на "Венерах-9, 10" и 200 для "Пионер-Венус"). Появление нижнего максимума оказалось более редким явлением, чем в измерениях на "Венерах-9, 10". Чтобы определить источник ионизации в ночной ионосфере, необходимо исследовать корреляцию ее свойств с другими изменчивыми явлениями. Сопоставление $n_{e \text{ max}}$ с измеренными скоростями протонов солнечного ветра не показало такой взаимосвязи, и этот источник может быть исключен.

Измерения электронной и ионной температур (T_e и T_i) проводились методом задерживающих потенциалов (Кнудсен и др. [217]). Основные результаты представлены на рис. 113. T_e мало меняется с высотой на 200 ÷ 500 км и почти не зависит от времени суток. Ионная температура T_i днем в несколько раз меньше T_e ; ночью они одинаковы. Для поддержания дневных T_e требуется приток энергии у ионопаузы $3 \cdot 10^{-2}$ эрг/см²·с. Для дневной T_i необходимо выделение $3 \cdot 10^{-3}$ эрг/см²·с джоулевого тепла на высотах 150–250 км. В ночных условиях эти числа составляют соответственно $7 \cdot 10^{-2}$ эрг/см²·с и $5 \cdot 10^{-3}$ эрг/см²·с (на 150–500 км). Приток энергии к электронному газу осуществляется от солнечного ветра и составляет 10% энергии его торможения на освещенной полусфере.

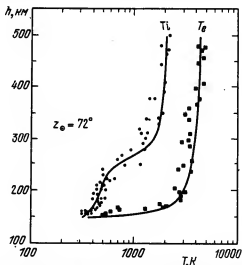


Рис. 113. Электронная и ионная температуры в дневной ионосфере Венеры. В ночной ионосфере обе температуры почти одинаковы и равны дневной электронной температуре (Кнудсен и др. [217]).

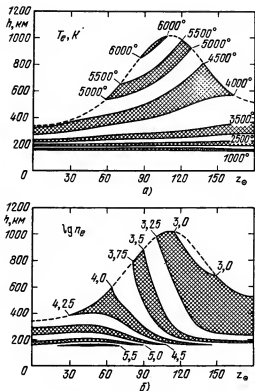


Рис. 114. Контурные карты изменений T_e (а), n_e (б) и высоты ионопаузы в зависимости от z_0 (Тейс и др. [218]).

Данные измерений электронной концентрации и температуры можно представить контурными картами (рис. 114). Они отражают положение ионопаузы и типичные изменения этих параметров.

Спутником "Пионер-Венус" обнаружены потоки электронов в теневых частях орбиты (Интриллигейтор и др. [219]). Эти электроны имеют энергию в десятки эВ и способны образовывать ионизационный пик на высотах 140 – 150 км, т.е. там, где он и наблюдается в ночных условиях. Предварительная оценка интенсивности потока электронов согласуется с измеренными концентрациями электронов в пике.

Чувствительным индикатором потоков электронов являются возбуждаемые ими оптические излучения. В ультрафиолетовой области спектра в атмосфере с преимущественным содержанием CO_2 наиболее интенсивной должна быть полоса $\text{CO}_2^+ 2890 \text{ \AA}$. К сожалению, данные измерений этой полосы пока не опубликованы.

§ 12. Температура, турбулентное перемешивание, динамика атмосферы, молнии

Температура. Ниже 60 – 65 км давление и температура измерялись прямыми методами на всех девяти спускаемых аппаратах "Венера" и на четырех зондах "Пионер-Венус". Измерения на первых "Венерах" легли в основу модели атмосферы Марова и Рябова [220]; данные "Венеры-11, 12" приводятся Авдуевским и др. [221]; результаты с зондов "Пионер-Венус" содержатся в работе Сейфа и др. [222]. Расхождение величин давления в [221] и [222] составляет около 1%, температур – около 5° ниже 30 км и 10° выше. Ниже 50 км зависимость давления от температуры хорошо описывается политропой с показателем 1,2.

Выше 65 км и вплоть до 120 км температура и давление определяются с помощью акселерометров, которые измеряют ускорение аппарата при его входе в атмосферу. Здесь данные "Венеры-11, 12" [221] и "Пионер-Венус" [222] по давлению различаются в 1,3 – 1,7 раз, по температуре $\approx 10^{\circ}$. Другим источником информации по этим параметрам атмосферы являются наблюдения радиопросвечивания; данные для "Венеры-9, 10" приводятся Колосовым и др. [223] и Яковлевым и др. [224]. На 70 – 100 км p и T были получены по наблюдениям полосы поглощения CO_2 15 мкм на спутнике "Пионер-Венус" (Тэйлор и др. [225]). Методика таких измерений изложена в § 8 гл. I. На "Пионер-Венус" вместо очень сложного и тяжелого фурье-спектрометра использовался для этой цели фотометр с модуляцией давлением. В нем свет проходил через светофильтр, ограничивающий полосу чувствительности прибора, и через газовый фильтр, наполненный CO_2 . В этом фильтре с помощью устройства, сходного по принципу действия с громкоговорителем, возбуждались колебания давления, которые приводили к модуляции сигнала в линиях CO_2 , близких к насыщению. Модуляция очень слабых линий была неэффективна, так как поглощение в них мало, для насыщенных линий она была мала, для фона между линиями и вне полосы отсутствовала. Изменяя давление в фильтре, можно было получить весь контур полосы с высоким эффективным разрешением. Это устройство было разработано группой из Оксфорда (Хоутон, Делдерфилд, Шофилд и Бредли).

Первые оценки температуры термосферы были получены по наблюдениям свечения линий $H\ 1216\ \text{\AA}$ и $He\ 584\ \text{\AA}$ (275 К, Андерсон [196], 375 ± 100 К, Кумар и Бродфут [203], 500 К, Берто и др. [197], 275 К, Стюарт и др. [166]). Теоретические расчеты предсказывали дневную температуру $T = 400 - 800$ К (Мак-Элрой [226], Маров и Рябов [220]) в зависимости от солнечной активности и $T = 350$ К ночью при средней солнечной активности (Изаков и Морозов [188]). Последние расчеты Дикинсона и Ридли [189] давали ночной минимум температуры 170 К и дневной мак-

Таблица 20

Температура и давление в атмосфере Венеры
для дневных условий

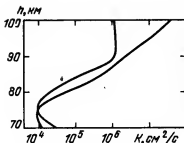
h, км	p, бар	T, К	h, км	p, бар	T, К
0	92,0	732	70	3,35-2*	231
5	66,7	692	80	4,25-3	197
10	47,3	654	90	3,22-4	170
15	32,8	617	100	1,95-5	174
20	22,3	579	110	1,75-6	183
25	14,7	537	120	1,4-7	185
30	9,4	495	130	1,39-8	190
35	5,77	453	140	1,85-9	206
40	3,4	416	150	3,71-10	238
45	1,91	385	160	1,15-10	270
50	1,02	350	170	4,45-11	274
55	0,51	301	180	1,97-11	275
60	0,224	263	190	9,49-12	275
65	0,091	243	200	4,84-12	275

* 3,35-2 означает $3,35 \cdot 10^{-2}$

симум 330 К. Правильные, хотя и очень осторожные оценки ночной температуры термосферы ≈ 100 К были получены на основании измерений ночной ионосферы Ивановым-Холодным и др. [209] и Грингаузом и др. [210].

Детальные измерения температуры атмосферы выше 150 км были проведены с помощью масс-спектрометра нейтрального состава на спутнике "Пионер-Венус" (Найман и др. [178]) и по торможению спутника (Китинг и др. [179]). Из этих наблюдений следует, что температура в период повышенной солнечной активности достигает максимума 290 – 300 К у подсолнечной точки, равна в среднем 285 К на дневной полусфере, резко падает у терминатора и в среднем равна 110 К на ночной полусфере. Средняя температура термосферы по всей планете равна 200 К. Температура нейтральной атмосферы на высотах 150 – 200 км была получена также Бауэром и др. [227] при интерпретации данных по ионному составу: распределение ионных компонент в области их фотохимического равновесия определяется температурой нейтральной атмосферы (см. § 1 гл. II).

Рис. 115. Зависимость коэффициента перемешивания от высоты по данным наблюдений аэрозоли в надоблачной атмосфере в двух сеансах на "Венере-9, 10" (Краснопольский [163]).



Оказалось, что температура плавно меняется от $T = 180$ К при $z_0 = 90^\circ$ до $T = 275$ К при $z_0 = 60^\circ$. Измерения плотности и температура были проведены масс-спектрометром и акселерометром на несущем модуле "Пионер-Венус" (фон Цан и др. [180]), который спускался на утренней стороне при $z_0 = 60^\circ$. Эти данные вместе с измерениями на акселерометрах и прямыми измерениями на основном и дневном зондах приведены в табл. 20. Вопросы теплового режима атмосферы мы здесь не рассматриваем.

Коэффициент турбулентного перемешивания. Методы определения коэффициента перемешивания K по результатам измерения аэрозолей и химического состава атмосферы рассмотрены в § 10 гл. I. Определение K возможно по наблюдениям надоблачной дымки на высотах 70 – 100 км, состоящей из частиц серной кислоты (рис. 115). Если эти частицы зарождаются в основном у нижней границы области, то их вертикальное распределение определяется двумя конкурирующими процессами: перемешиванием и падением со стоковой скоростью

$$V = \frac{2}{9} \rho g \frac{r^2}{\eta} \left(1 + \frac{l}{r} \right) \left(1,257 + 0,4 e^{-1,1 \frac{r}{l}} \right);$$

здесь ρ – плотность материала частиц, g – ускорение силы тяжести, r – радиус частицы, η – вязкость атмосферы, l – длина свободного пробега молекул.

Тогда нетрудно получить

$$K = \frac{V H H_a}{H - H_a},$$

где H – шкала высот атмосферы и H_a – шкала высот для плотности аэрозоля. Вычисленные K равны 10^4 см²/с на высоте 70 – 75 км и растут до $10^6 - 10^7$ см²/с на высоте 100 км.

Масс-спектрометрические измерения концентраций веществ с разной молекулярной массой в области высот около гомопаузы позво-

лили фон Цану и др. [180] получить $K = 1,4 \cdot 10^{13} n^{-\frac{1}{2}} \text{ см}^2/\text{с}$. Это определение K относится к высотам 130 – 175 км, где плотность атмосферы n меняется от 10^{12} до 10^9 см^{-3} . Выше $K \ll D$ и не называется на величинах концентраций. Ниже 130 км измерения состава не проводились. Аналогичная величина K была получена для ночной атмосферы на 140 – 80 км Стюартом и др. [192] путем согласования расчетной и измеренной высоты светящегося слоя δ - и γ -систем полос N0.

Оказалось, что это же соотношение хорошо описывает величины K на Марсе, полученные при масс-спектрометрических измерениях на "Викингх" (см. § 6 гл. I). Более того, оценки K в земной атмосфере (Хантен [2281] в области $n = 10^{14} - 10^{18} \text{ см}^{-3}$ также отлично описываются этим выражением. Как убедимся в дальнейшем, фотохимический расчет состава атмосферы Венеры требует экстраполяции полученного соотношения для K также вплоть до $n \approx 10^{18} \text{ см}^{-3}$,

хотя и с небольшим изменением коэффициента при $n^{-\frac{1}{2}}$. Представляется удивительным тот факт, что это соотношение для K является универсальным для всех трех планет земной группы, имеющих атмосферу. Индивидуальные особенности атмосфер выражаются в основном в области его применимости, что связано со спектром гравитационных волн для каждой из планет. В [180] отмечается, что проникновение гравитационных волн в более разреженную атмосферу Венеры и Марса означает, что длинноволновый край спектра более выражен на этих планетах, чем на Земле. Другая возможность – отражение этих волн в нижней термосфере Земли, где, в отличие от Марса и Венеры, градиент температуры весьма велик.

О динамике атмосферы. Детальное изложение вопросов динамики и циркуляции атмосферы Венеры не входит в нашу задачу. Качественно ситуация может быть описана рассмотрением двух крайних случаев: нижней и верхней атмосферы. В нижней атмосфере характерное время охлаждения путем конвективного и лучистого переноса много больше продолжительности солнечных суток на Венере (117 земных суток). Поэтому здесь типичной является циркуляция от экватора к полюсу в выше лежащих слоях и в обратном направлении у поверхности. В верхней атмосфере время охлаждения путем теплопроводности и излучения в мезопаузе много меньше, чем солнечные сутки. Здесь устанавливается другой тип циркуляции: от подсолнечной к антисолнечной точке в верхних слоях и в обратном направлении у нижней границы этой циркуляционной ячейки. Следует отметить, что поток газа в противоположных направлениях одинаков, но из-за уменьшения плотности с высотой верхнее течение характеризуется значительно более высокими скоростями ветра. Между этими двумя крайними областями существует широкая зона с центром примерно в облачном слое со сложным собственным тепловым режимом; кроме того, на нее оказывают влияние пограничные течения,

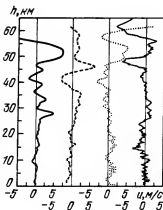
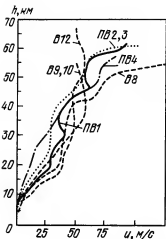


Рис. 116. Зависимость от высоты зональной (широтной) компоненты скорости ветра по измерениям на "Венерах" (В) и четырех зондах "Пионер-Венус" (ПВ).

Рис. 117. Меридиональная компонента скорости ветра по измерениям на четырех зондах "Пионер-Венус" (Шуберт и др. [230]).

описанные выше. В этой зоне по причинам, которые нельзя считать достоверно установленными, возникают ветры, дующие в западном направлении со скоростями ~ 100 м/с, создающие наблюдаемый эффект четырехсуточного обратного вращения атмосферы и облачного слоя.

Хотя четырехсуточное вращение было обнаружено в наземных наблюдениях по движению деталей в ультрафиолетовых изображениях Венеры, современной экспериментальной основой его изучения являются измерения доплеровского сдвига радиосигнала со спускаемых аппаратов. В течение длительного времени единственным источником данных по вертикальному профилю скорости ветра на Венере были аппараты "Венера" (Кержанович и др. [229]). Измерения на четырех зондах "Пионер-Венус" (Сейф и др. [222], Шуберт и др. [230]) дополнили и подтвердили эти данные (рис. 116 и 117). На "Пионер-Венус", кроме измерений доплеровского сдвига, проводились определения положения зондов и их смещений за счет ветров методами наземной радиointерферометрии (Конселмен и др. [231]). Результаты этих методов хорошо согласуются. Измерениями скорости ветра сопутствовали измерения температуры и давления, которые позволяют получить оценку стабильности тех или иных слоев атмосферы.

Скорости ветра могут быть получены также из измерений давления и температуры в разных точках планеты в так называемом приближении циклострофического баланса. Это приближение означает, что

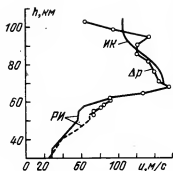


Рис. 118. Зональная скорость ветра, полученная методом радиоинтерферометрии (РИ), ИК-спектроскопии (ИК) и по разности давления, измеренного на двух зондах "Пионер-Венус" в приближении циклострофического равновесия (Сейф и др. [222]).

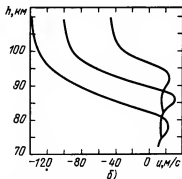
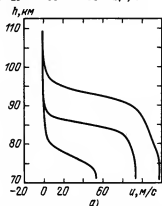


Рис. 119. а) Зависимость зональной скорости ветра от высоты на средних широтах для разных значений u на высоте 70 км (Тейлор и др. [225]); б) то же для меридиональной скорости.

данная скорость ветра создает центробежную силу, уравновешивающую разницу в давлении:

$$u^2 = g \Delta h / \ln \frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2},$$

где u — скорость ветра, g — ускорение силы тяжести, Δh — разница высот для уровней с одинаковым давлением, θ — широта.

Такой расчет (Сейф и др. [222]) по данным измерений на зондах "Пионер-Венус" хорошо (рис. 118) согласуется с верхней частью кривой интерферометрических измерений и позволяет получить скорость зональных (широтных) ветров до 110 км. Он показывает резкое уменьшение скорости зональной циркуляции выше 95 км. Выше 115 км начинаются значительные суточные вариации атмосферных характеристик, и здесь должна быть циркуляция от подсолнечной к антисолнечной области.

Другим важным средством исследования динамики атмосферы явились измерения температурных профилей атмосферы со спутника "Пио-

нер-Венус" (Тэйлор и др. [2251]). Методику этих измерений мы описали выше. Они дают силовое поле, которое заставляет двигаться массы воздуха. Для расчета вертикального профиля скорости ветра в этом случае необходимо задать скорость на нижней границе, в данном случае на высоте 68 км, где $\tau = 1$ согласно измерениям в ИК-области спектра. При $u = 100$ м/с на высоте 68 км скорость зональной циркуляции должна резко уменьшиться на высоте 85 км (рис. 119а). Три кривые рис. 119а показывают влияние выбора скорости на нижней границе. Аналогичный расчет для циклострофи-

ческого баланса дает сходные результаты на высоких широтах $\approx 65^\circ$ на средних широтах $\approx 30^\circ$ большие скорости ветра сохраняются вплоть до высоты 110 км. Применение той же методики для меридиальных ветров (см. рис. 119б) дает максимальные скорости до 30 м/с в направлении к полюсу на высоте ≈ 85 км, которые сменяются на 100 – 110 км скоростями до 100 м/с в обратном направлении.

В термосфере разница в давлениях у терминатора с дневной и ночной стороны настолько велика, что можно рассматривать в некотором приближении расширение газа в вакуум, когда скорость потока равна скорости звука: при 200 К скорость потока 220 м/с для CO_2 и 360 м/с для O . Несмотря на преобладание атомного

кислорода, величина ~ 200 м/с является более предпочтительной, так как происходит некоторое торможение потока из-за вязкости. Кроме того, при скоростях ~ 300 м/с трудно поддерживать столь большую разницу температур и плотности на дневном и ночном полушариях. Наличие циркуляции в термосфере через терминатор лучше всего видно по свечению ночного неба. Нисходящий поток максимален в антисолнечной области, где наблюдается усиление свечения. Этот эффект является шестикратным для свечения N I на высоте 110 – 115 км и полуторакратным для свечения O_2 на 100 км.

На высотах более 150 км температура атмосферы в антисолнечной области минимальна; в мезосфере на высотах ~ 100 км измерения полосы CO_2 15 мкм обнаружили здесь некоторый максимум температуры; по-видимому, большой нисходящий поток в этой области приводит к дополнительному нагреванию атмосферы за счет сжатия при попадании на меньшие высоты и за счет выделения химической энергии при образовании молекулярных компонент из атомных. Этот же поток создает оборачивание ночной атмосферы легкими компонентами; особенно заметен эффект на примере водорода и гелия.

Молнии. Приемники электромагнитного излучения на частотах 10, 18, 36 и 80 кГц, установленные на спускаемых аппаратах "Венера-11, 12" (Ксанфомалити [2321]), обнаружили сильные и частые всплески излучения. По ряду причин, в частности, по некоторой модуляции сигнала с частотой, близкой к частоте вращения аппарата, эти всплески не могут быть объяснены электрическими разрядами, вызванными движением аппарата в атмосфере, и их источ-

Таблица 21

Характеристики молний и гроз на Земле
и на Венере (Краснопольский [234])

Величина	Земля	Венера
Энергия молнии, Дж	$2 \cdot 10^8$	$8 \cdot 10^8$
Длительность вспышки, с	0,25	0,25
Площадь грозовой области, км ²	10^3	$5 \cdot 10^4$
Частота молний в грозовой области на 10^3 км ² , с ⁻¹	0,05	2
Доля поверхности планеты в поясе $\pm 32^\circ$ широты, занятая грозами	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Частота молний на планете в поясе $\pm 32^\circ$ широты, с ⁻¹	100	700
Среднее энерговыделение молний, эрг/см ² ·с.	0,04	1

Таблица 22

Источники освещения ночной стороны Венеры
(Краснопольский [234])

Источник	Яркость (сильб)
Свечение атмосферы	$6 \cdot 10^{-8}$
Свет звезд	$7 \cdot 10^{-9}$
Свет Земли (при фазовом угле Венеры 90°)	$2 \cdot 10^{-9}$
Молнии (в среднем по планете)	$1,5 \cdot 10^{-7}$
Молнии (в среднем по грозовой области)	10^{-4}
Порог обнаружения с Земли	$2 \cdot 10^{-5}$

ником являются электрические разряды в атмосфере, т.е. молнии.

Частота этих разрядов достигала 30 сек^{-1} .

На спутнике "Пионер-Венус" также стояли приемники низкочастотного излучения 100 Гц, 730 Гц, 5,4 кГц и 30 кГц (Скарф и др. [233]). Характер некоторых сигналов указывает на то, что их источник расположен под ионосферой; это также должны быть молнии.

С целью поиска молний Краснопольский [234] провел анализ спектроскопических измерений в видимой области на борту спутников "Венера-9, 10". Поиск был возможен только на ночной стороне планеты; была обнаружена только одна грозовая область площадью $\sim 5 \cdot 10^4 \text{ км}^2$ и с очень большой частотой разрядов. Эти данные были обработаны в предположении равенства светового выхода энергии молнии на Венере и на Земле (табл. 21). В табл. 22 рассмотрен вклад различных источников освещения, в том числе молний, в яркость ночной стороны планеты. Яркость грозовой области, обнаруженной на "Венерах-9, 10", допускает возможность измерения ее спектра наземными средствами наблюдения; такие измерения дадут важную информацию о химическом составе атмосферы. Недавно были опубликованы данные по поискам молний с помощью звездного датчика ориентации спутника "Пионер-Венус" (Боруки и др. [234a]). Молнии не были обнаружены, и получен верхний предел 30 вспышек в год на км^2 . Из наших данных (см. табл. 21) нетрудно получить частоту молний в среднем по планете $45 \text{ вспышек/год км}^2$, которая согласуется с этим пределом с учетом статистической неопределенности измерений.

ГЛАВА IV

ФОТОХИМИЯ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ

§ 1. Дневная ионосфера

Состав нейтральной атмосферы однозначно определяет состав нижней дневной ионосферы, где эффекты воздействия солнечного ветра и магнитных полей играют скромную роль. Обратное утверждение, вообще говоря, неверно: в принципе можно предложить атмосферы, имеющие одинаковый ионный состав при разном нейтральном, однако на практике такая проблема возникает редко. Расчет состава ионосферы по известному нейтральному составу и его сопоставлению с измеренным ионным составом позволяют оценить качество наших знаний о процессах формирования ионосферы и о точности экспериментальных данных. С другой стороны, исследование некоторых ионизованных компонент позволяет получить данные о тех нейтральных составляющих, измерение которых по ряду причин оказалось невозможным или связанным с большими ошибками.

Мы не будем рассматривать расчеты ионосферы Венеры, выполненные до полета "Пионер-Венус". Расчеты, сделанные на базе экспериментального материала со спутника "Пионер-Венус", были проведены Нэги и др. [235] и Изаковым и др. [236].

Нэги и др. [235] использовали данные по концентрации CO_2 , CO , O , N_2 , He и N из масс-спектрометрических измерений. Величины $[\text{NO}]$ не удалось измерить, и поэтому они были взяты из расчета Раша и Крейвенса [237]. Концентрации $[\text{H}]$ были получены из измерений $[\text{H}^+]$. Бринтоном и др. [238] (работы [237, 238] будут рассмотрены ниже), поэтому расчет $[\text{H}^+]$ на основе этих данных был просто обратным пересчетом.

Расчет скоростей фотоионизации проводился с использованием потоков солнечного излучения для условий повышенной солнечной активности (Торр и др. [239]). Сечения ионизации различных компонент содержатся в обзоре Шунка и Нэги [240] и в работе Фокса и Далгарно [67], рассмотренной в гл. II. Расчет проводился с учетом диссоциативной ионизации N_2 и CO_2 с образованием ионов CO^+ , O^+ , C^+ , N^+ .

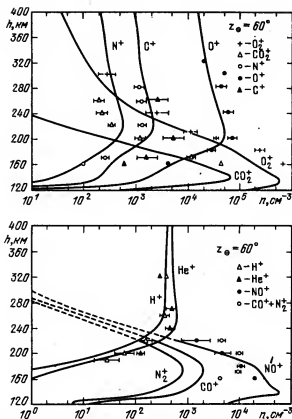


Рис. 120. Рассчитанные (тонкие линии) и измеренные концентрации различных ионов (Нэги и др. [233]).

Список химических реакций, определяющих ионные концентрации на Венере, приведен в табл. 23. В расчете учитывалась диффузия компонент. Результаты приведены на рис. 120. Расхождение измеренных и расчетных ионных концентраций в среднем примерно в 2 – 3 раза. Учитывая расхождение данных измерений нейтрального состава (масс-спектрометрических и по торможению спутника), электронных концентраций по данным ионного масс-спектрометра, зонда Ленгмюра, анализатора с задерживающими потенциалами и радиопросвечивания и неопределенность констант некоторых реакций, такое различие следует считать допустимым. Это показывает, что основные процессы, определяющие ионные концентрации, выбраны правильно.

Изаков и др. [236] рассматривали дневную ионосферу на высотах менее 220 км, где допустимо приближение фотохимического равновесия. Модель нейтрального состава принималась по основным компонентам (CO_2 , CO , O , N_2 , N , He) приблизительно та-

Таблица 23

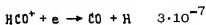
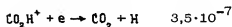
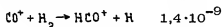
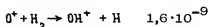
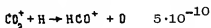
Ионные реакции в ионосфере Венеры
(Нэги и др. [235])

№	Реакция	Коэффициент скорости, см ³ ·с ⁻¹
1	$\text{CO}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{O}^+ + \text{CO}_2$	$9,6 \cdot 10^{-11}$
2	$\text{CO}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{O}_2^+ + \text{CO}$	$1,64 \cdot 10^{-10}$
3	$\text{CO}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{CO}_2$	$1,2 \cdot 10^{-10}$
4	$\text{CO}^+ + \text{O} \rightarrow \text{O}^+ + \text{CO}$	$1,4 \cdot 10^{-10}$
5	$\text{CO}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2^+ + \text{CO}$	$1,0 \cdot 10^{-9}$
6	$\text{CO}^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{CO}$	$3,3 \cdot 10^{-10}$
7	$\text{O}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{O}_2$	$4,5 \cdot 10^{-10}$
8	$\text{O}_2^+ + \text{N} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{O}$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
9	$\text{N}_2^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2^+ + \text{N}_2$	$9,0 \cdot 10^{-10}$
10	$\text{N}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{N}_2$	$3,3 \cdot 10^{-10}$
11	$\text{N}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{N}$	$1,4 \cdot 10^{-10}$
12	$\text{C}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}^+ + \text{CO}$	$1,9 \cdot 10^{-9}$
13	$\text{O}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2^+ + \text{CO}$	$9,4 \cdot 10^{-10}$
14	$\text{O}^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{NO}^+ + \text{N}$	$1,2 \cdot 10^{-12}$
15	$\text{O}^+ + \text{H} \rightarrow \text{H}^+ + \text{O}$	$2,5 \cdot 10^{-11} \cdot T_n^{1/2}$
16	$\text{N}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2^+ + \text{N}$	$1,3 \cdot 10^{-9}$
17	$\text{N}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{NO}^+ + \text{CO}$	$2 \cdot 10^{-11}$
18	$\text{N}^+ + \text{CO} \rightarrow \text{CO}^+ + \text{N}$	$5 \cdot 10^{-10}$
19	$\text{N}^+ + \text{NO} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{N}$	$9 \cdot 10^{-10}$
20	$\text{He}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}^+ + \text{O} + \text{He}$	$8,7 \cdot 10^{-10}$
21	$\text{He}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2^+ + \text{He}$	$1,2 \cdot 10^{-10}$

Продолжение таблицы 23

№	Реакция	Коэффициент скорости, см ³ ·с ⁻¹
22	$\text{He}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}^+ + \text{CO} + \text{He}$	$1,0 \cdot 10^{-10}$
23	$\text{He}^+ + \text{CO} \rightarrow \text{CO}^+ + \text{He}$	$1,68 \cdot 10^{-9}$
24	$\text{He}^+ + \text{CO} \rightarrow \text{C}^+ + \text{He} + \text{O}$	$1,7 \cdot 10^{-9}$
25	$\text{He}^+ + \text{NO} \rightarrow \text{N}^+ + \text{He} + \text{O}$	$1,5 \cdot 10^{-9}$
26	$\text{He}^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{N}^+ + \text{He} + \text{N}$	$8 \cdot 10^{-10}$
27	$\text{He}^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{N}_2^+ + \text{He}$	$6,4 \cdot 10^{-10}$
28	$\text{H}^+ + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CHO}^+ + \text{O}$	$3 \cdot 10^{-9}$
29	$\text{H}^+ + \text{O} \rightarrow \text{O}^+ + \text{H}$	$2,2 \cdot 10^{-11} \cdot T_i^{1/2}$

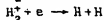
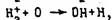
кой же, как в работе Нэги и др. [235]. Кроме того, вводились в качестве параметров согласования концентрации O_2 , NO, C, H и H_2 ; для O_2 относительное содержание допускалось не более 10^{-3} на высоте 100 км. Расчет проводился для $z_0 = 0$ и 80° . Список компонент и реакций был несколько расширен, в него введены ионы CO_2H^+ и HCO^+ и их реакции



и некоторые процессы, роль которых незначительна. Конечно,

введение CO_2H^+ и HCO^+ в расчет полезно, хотя они не влияют на концентрации других ионов и не были обнаружены экспериментально. Их концентрации оказались равны $10 - 100 \text{ см}^{-3}$. Третья из перечисленных реакций дает ионы OH^+ , которые также не были обнаружены. OH^+ отсутствуют в результатах расчета, и не приводится реакций их гибели (рекомбинации). Большой ряд реакций с участием O_2 оказался несущественным для результатов расчета, и влиянием O_2 при относительном содержании до 10^{-3} на высоте 100 км можно пренебречь. Реакция перезарядки C^+ и CO является эндотермической и, вероятно, попала в список по ошибке.

Степень согласия расчета и измерений в [236] примерно такая же, как в [235], возможно, намного лучше. Из условия согласования расчета и измерений для ионов H^+ получены концентрации $[\text{H}] \approx 5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. Аналогичное сопоставление для ионов H_2^+ с учетом реакций

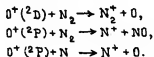


дает $[\text{H}_2] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ на высоте 200 км. Такие концентрации H_2 могут влиять на величины $[\text{O}^+]$ и n_e в области $h \approx 200 \text{ км}$, где расположен вторичный максимум n_e , если температура атмосферы $T \lesssim 200 \text{ К}$.

Согласие по ионам C^+ можно улучшить, если ввести некоторое количество нейтральных атомов C . Они могли бы подвергаться фотоионизации ($I = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$) и участвовать в перезарядке с O_2^+ ($k \approx 3 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$). Для соответствия данным измерений тербуются концентрации $[\text{C}] \approx 10^6 \text{ см}^{-3}$ на 200 км или $[\text{N}]/[\text{C}] \approx 3$ на 150 - 200 км. Трудно сделать заключение о величинах $[\text{H}_2]$ и $[\text{C}]$ без серьезного аэрономического анализа. Полученные концентрации $[\text{H}]$ достаточно хорошо согласуются с данными оптических измерений (§ 10 гл. III).

Для согласия измерений и расчета по концентрациям NO^+ требуются величины $[\text{NO}] \approx 6 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ на высоте 150 км и $\sim 10^6 \text{ см}^{-3}$ на высоте 200 км. Результат на $h = 200 \text{ км}$ представляется сильно завышенным и по существу дела (здесь должно быть диффузион-

ное равновесие для NO), и в сравнении с расчетом Раша и Крейвенса [237] (см. ниже). В [236] отмечается, что концентрации N^+ и N_2^+ будут, возможно, лучше согласовываться с измерениями, если учесть процессы с участием возбужденных частиц. Действительно, значительная часть актов ионизации атомного кислорода приводит к появлению ионов $\text{O}^+(^2\text{D})$ и $\text{O}^+(^2\text{P})$, которые могут давать ионы N_2^+ и N^+ в реакциях

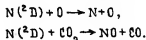


Фокс и Виктор [240 а] провели расчет дважды ионизованного кислорода O^{++} ; его источником является фотоионизация O^+ и двойная фотоионизация O . При взаимодействии O^{++} с O образуются два иона O^+ . Константа скорости этого процесса, которая позволяет согласовать наблюдения и расчет, равна $1,5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$.

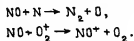
§ 2. Окись азота, атомный азот и водород

N , $\text{N}(^2\text{D})$, NO . В § 2 гл. II была рассмотрена методика расчета N , $\text{N}(^2\text{D})$ и NO в атмосфере Марса, исходя из известных количеств N_2 . Для Венеры такой расчет был выполнен Рашем и Крейвенсом [237]; результаты показаны на рис. 121.

Основным источником $\text{N}(^2\text{D})$ является возбуждение при диссоциации N_2 фотоэлектронами и рекомбинация NO^+ . Уничтожение $\text{N}(^2\text{D})$ происходит в процессах



Окись азота, образованная в последнем процессе, гибнет в реакциях



Атомы N исчезают в реакциях с NO и с O_2^+ . Расчетные концентрации $[\text{N}]$ согласуются с измеренными; результатов измерений NO и $\text{N}(^2\text{D})$ нет. Расчет трех перечисленных компонент связан с расчетом ионного состава, специфика которого была рассмотрена выше.

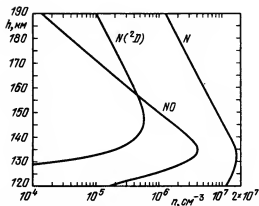


Рис. 121. Высотные зависимости концентраций NO, N, N(²D) (Раш и Крейвенс [237]).

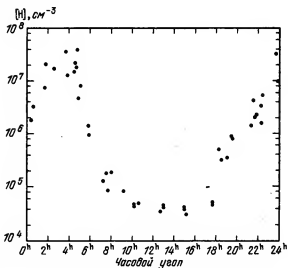


Рис. 122. Суточные вариации [H] на высоте 165 км (Бринтон и др. [238]).

Атомный водород. Реакции 15, 28, 29 по табл. 23 определяют концентрации ионов H^+ (Бринтон и др. [238]): они позволяют по известным H^+ , O^+ , O и CO_2 получить

$$[H] = \frac{[H^+]}{[O^+]} \left(\frac{k_{29}}{k_{15}} [O] + \frac{k_{28}}{k_{15}} [CO_2] \right).$$

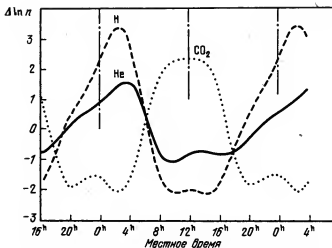


Рис. 123. Суточные вариации $[CO_2]$, $[He]$ и $[H]$ на высоте 157 км.

Вычисленные $[H]$ имеют высотное распределение, соответствующее температуре атмосферы до высот ~ 200 км днем и до 170 км ночью. Отклонение от этого распределения на больших высотах указывает, что предположение фотохимического равновесия ионов H^+ здесь неприемлемо. Вычисления были проведены по измерениям ионного и нейтрального состава на 25 орбитах спутника "Пионер-Венус"; они дали ход суточных вариаций $[H]$ на высоте 165 км (рис. 122). Днем величины $[H]$ меняются сравнительно слабо, составляя в среднем $5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$. Ночью концентрации H резко растут, достигая максимума во второй половине ночи, где $[H] \approx 2 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$. Таким образом, в течение суток $[H]$ изменяется в верхней атмосфере примерно в 400 раз.

На рис. 123 показаны суточные изменения $[H]$, $[He]$ и $[CO_2]$ на $h = 157$ км. Видно, что для CO_2 , а также для других тяжелых компонент атмосферы суточный максимум соответствует подсолнечной точке, для легких компонент он находится во второй половине ночи. Источником H являются процессы фотодиссоциации H_2O и HCl и их диссоциация при взаимодействии с CO_2^+ ; эти реакции идут на дневной стороне планеты. Следовательно, ночной избыток H и He не фотохимической природы, а вызван спецификой процессов переноса. Действительно, ветры в верхней атмосфере, дующие через терминатор к антисолнечной области, приводят к сильному обогащению ночной атмосферы легкими компонентами. Это и есть причина больших концентраций H , He и других легких газов ночью. Еще до экспериментов на "Пионер-Венус", Мейр и др. [241] и Хартл и др.

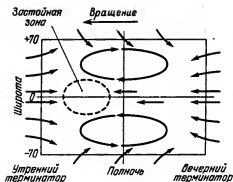


Рис. 124. Схема циркуляции в ночной термосфере Венеры (Найман и др. [178]).

потока в экзосфере. Однако Кьюмар и др. [243] показали, что этот поток должен быть небольшим и ночной избыток водорода должен быть в 100 – 1000 раз. Сейчас мы видим подтверждение этой оценки.

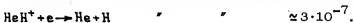
Максимумы Н и He сильно сдвинуты относительно антисолнечной области. Этот сдвиг требует больших скоростей ветра ~ 50 м/с, направленных на запад. Возможная схема потоков с учетом этого ветра, основного потока через терминатор и кориолисовых сил была дана Найманом и др. [178] (рис. 124). Более детальный анализ был проведен Мейром и др. [244]. Они пришли к выводу, что скорость вращения верхней атмосферы составляет 5 – 10 дней и что на уровне турбопаузы $K = 3 \cdot 10^7$ см²/с. Следует отметить, что, вероятно, вращение верхней атмосферы не является затухающим вращением облачного слоя: последнее прекращается на высоте ~ 100 км.

Нетермическая диссипация водорода. Как мы убедились ранее, измерения свечения Н 1216 Å указывают на присутствие в экзосфере "горячих" атомов Н с температурой ~ 1000 К. Их источником являются ионосферные реакции и взаимодействие с солнечным ветром. Эти вопросы обсуждались Кьюмаром и Хантеном [245], Зе и Мак-Элроем [246], Лиу и Донахью [247] и Кьюмаром и др. [243]. Изложим результаты последней, наиболее полной работы.

Из распределения интенсивностей горячей компоненты свечения по данным "Маринеров-5, 10" следует, что полное количество "горячих" атомов Н равно 10^{11} см⁻². Сток горячего водорода происходит путем термализации и диссипации. В основании экзосферы преобладают атомы О и, как нетрудно подсчитать, требуется десяток упругих столкновений Н и О, чтобы избыток энергии Н уменьшился в е раз. Далее принимается, что время свободного пробега в осно-

вании экзосферы равно $\frac{2H_n}{V_T}$, где H_n – шкала высот водорода, $V_T \approx 4,5$ км/с – его тепловая скорость для $T = 1000$ К. Это время

равно 10^3 с, тогда время термализации равно 10^4 с. Отсюда требуемая мощность источника горячего водорода в количестве 10^{11} см^{-2} равна $10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Среди ионосферных процессов, в которых может образовываться водород, рассмотрены следующие:



Коэффициенты скоростей части этих реакций приведены в предыдущем разделе. Скорости процессов образования и гибели ионов OH^+ , CO_2H^+ и HeH^+ равны, и поэтому не требуется знания коэффициентов трех процессов рекомбинации, хотя они известны и равны $\alpha \approx 3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{с}$. На основании измерений $[\text{He}^+] \approx 3 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ и оценки $[\text{H}_2] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ две последних реакции можно исключить. Перезарядка H^+ и O дает избыток энергии $\Delta E = 0,6 \text{ эВ}$, необходимый для диссипации водорода на Венере, только при столкновениях с энергичными протонами солнечного ветра. Реакции с участием иона CO_2H^+ проходят достаточно глубоко в ионосфере, где горячие атомы водорода быстро термализуются. Поэтому только два первых процесса играют существенную роль в ионосферной продукции горячего водорода. Рекомбинация OH^+ дает атомы H с большим избытком энергии, и они сразу диссипируют. Первая реакция является основным источником горячих атомов водорода. Расчет скорости этого процесса по модели ионосферы Кьюмара и Хантена [245] дает величину $10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, в полном соответствии с полученной выше оценкой. Если мы воспользуемся результатами измерений на "Пионер-Венус", где $[\text{O}^+] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ на 200 км и $[\text{H}_2] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ на основе измерений $[\text{H}_2^+]$, то эта скорость будет на порядок величины больше и составит $\sim 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

В области взаимодействия солнечного ветра с водородом экзосферы возможна передача энергии атомам Н при столкновениях с протонами солнечного ветра; сечение этого процесса $\sim 10^{-15} \text{ см}^2$. При потоке солнечного ветра $4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ продукция горячего водорода получается равной $4 \cdot 10^6 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ выше 250 км. Для низко расположенной ионопаузы, т.е. при малых z_0 , аналогичную роль играет перезарядка с O^+ . Оба эти процесса также дают суммарную продукцию горячего водорода $\sim 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

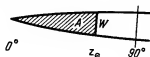


Рис. 125. К расчету потока газа в верхней атмосфере.

Чтобы продукция горячего водорода соответствовала измерениям свечения 1216 Å, количество H_2 в экзосфере должно быть 10^{4-5} см^{-3} . Тогда, согласно [245—247], чтобы H_2 не было чрезмерно большим, коэффициент перемешивания должен быть $K \gtrsim 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$. Другая возможность — относительно небольшие концентрации H_2 поддерживаются не за счет очень интенсивного перемешивания, а в результате большого потока в ночную полусферу (возможно также другое объяснение, см. § 9). Нижнюю границу этого потока можно найти следующим образом. Рассмотрим сферический треугольник (рис. 125) с вершиной в подсолнечной точке. Полный вертикальный поток той или иной компоненты (Н и H_2)

$$\Phi A = \frac{n_0 D}{H_a} \cdot A = \frac{n_0 A b}{H_a n_{a0}};$$

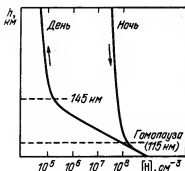
здесь коэффициент диффузии $D = \frac{b}{n_{a0}}$, $b = 10^{19} \text{ см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ и индексом a отмечены средние данные для атмосферы. Равный ему горизонтальный поток при z_0 равен $u N w n_0$, где u — скорость потока, H_i —

шкала высот рассматриваемой компоненты. Учитывая $A/w = r \lg \frac{z_0}{2}$, где r — радиус планеты, из их равенства получаем

$$n_{a0} = \frac{b r}{H_i H_a u} \lg \frac{z_0}{2}.$$

Подставив числовые значения для Н и H_2 , получаем $n_a \approx 2 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$.

Рис. 126. Профили $[H]$ для дневной и ночной стороны Венеры (Кумар и др. [243]).



т.е. граница потока на $h = 145$ км согласно принятой модели атмосферы, величина потока $\Phi \approx 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Граница потока для атомного кислорода будет соответственно $n_{a0} \approx 3 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$ или на $h = 130$ км.

Теперь можно представить вертикальное распределение $[H] + 2[H_2]$ в дневной и ночной атмосфере. В нижней атмосфере относительное содержание водорода $f_H = f_{HCl} + 2f_{H_2O} = 2,6 \cdot 10^{-6}$; здесь приняты значения для верхней границы облаков. Оно остается почти неизменным по 145 км (рис. 126), так как большой поток вверх поддерживает его постоянство (это не совсем так, см. § 9). Выше 145 км распределение диффузионное, и здесь концентрации почти не меняются с высотой. В ночной атмосфере поток H и H_2 идет вниз, и приближенное постоянство абсолютных концентраций поддерживается до уровня гомопаузы. Кюмар и др. [243] используют $K = 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$, тогда гомопауза должна быть при $n_{a0} = 2 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-3}$, т.е. на $h = 115$ км. Ниже гомопаузы f_H имеет прежнее значение $2,6 \cdot 10^{-6}$. Тогда отношение ночных и дневных концентраций H и H_2 в верхней атмосфере равно отношению n_a на уровне гомопаузы и на уровне нижней границы течения, т.е. равно 1000.

Предсказанное в [243] увеличение $[H]$ ночью блестяще подтвердилось. Отметим, однако, некоторые трудности, возникающие при этом подходе. Во-первых, при $[H] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ и $[H_2] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ в

верхней атмосфере днем уровень излома соответствует $n_a = \frac{[H] + 2[H_2]}{2,6 \cdot 10^{-6}} = 10^{11} \text{ см}^{-3}$. На уровне гомопаузы, согласно [180], $n_{a0} \approx 2 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$, и тогда по приведенной схеме ночное увеличение $[H]$ и $[H_2]$ должно быть всего лишь двукратным. Далее, согласно рис. 122, зона максимального усиления $[H]$ имеет размер $\sim 4h$, т.е. среднее по ночной полусфере увеличение $[H]$ является 20-кратным. Из этого

следует, что высота, где f_H ночью приближается к своему значению в нижней атмосфере, т.е. высота гомопаузы, соответствует $n_a = 2 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$ и равна 125 км, откуда $K = 3 \cdot 10^6 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ (см. табл. 17). Впрочем, отступление от постоянного значения относительного содержания обычно начинается у легких компонент ниже гомопаузы.

Молекулярный водород. Вопросы, связанные с ролью H_2 в атмосфере Венеры в свете данных измерений на "Пионер-Венус", рассмотрены в работе Кьюмара и др. [247а]. Количество H_2 в термосфере можно определить по измеренным концентрациям H_2^+ : $[H_2^+] = \frac{k}{I} [H_2]$ [0], где $k = 1,5 \cdot 10^{-9} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ — коэффициент скорости реакции H_2^+ и 0, $I = 0,8 \cdot 10^{-7} \cdot \text{с}^{-1}$ — скорость фотоионизации H_2 . Диссоциация H_2 происходит в реакциях с O^+ и CO_2^+ с последующей рекомбинацией ионов OH^+ и CO_2H^+ ; $[H_2] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ на 200 км, и вертикальный поток H_2 равен $\approx 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ на 300 км. Относительное содержание $f_{H_2} \approx 2 \cdot 10^{-5}$ у турбопаузы на 140 км. Уменьшение вертикального потока H_2 на порядок величины соответствует уменьшению f_{H_2} в 2 раза.

Расчет концентраций H_2 и H соответствовал измерениям ($[H_2]$ и $[H] \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$ в основании экзосферы днем) при полной продукции H в результате диссоциации H_2 , равной $3,6 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ выше 120 км, из которой $2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ приходилось выше критического уровня 250 км вследствие реакции H_2 и O^+ и последующей рекомбинации. Около половины этой продукции дает поток нетермической диссипации $\Phi_H \approx 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$; оставшийся поток переносится на ночную сторону ($2,3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$).

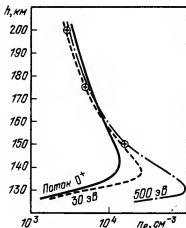
§ 3. Источники ионизации ночной атмосферы

В настоящее время можно рассматривать следующие источники ионизации ночной атмосферы:

- 1) потоки плазмы из дневной ионосферы через терминатор,
- 2) потоки электронов с энергиями в десятки и сотни эВ,
- 3) фотоионизация УФ-эмиссиями межпланетного газа,
- 4) метеоритная ионизация.

Рассмотрим первый источник. Плотность ионосферы плазмы на высотах более 150 км $n_e \approx 10^5 \text{ см}^{-3}$, т.е. близка к $[H]$ и

Рис. 127. Рассчитанные высотные зависимости n_e в ночной ионосфере для разных источников ионизации: потока 0^+ в $6 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и потоков электронов $4 \cdot 10^8$ и $10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ с энергиями 30 и 500 эВ (Брейс и др. [249]).



[H_2]. Соответственно, поток плазмы, состоящий в основном из ионов 0^+ и электронов, должен быть близок к потоку водорода и составлять $\sim 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Измерения потока и скорости ионов 0^+ проводились методом задерживающих потенциалов Кнудсенем и др. [248]. При этом изменения величины потока при вращении спутника использовались для определения направления и величины скорости. Проекция скорости в антисолнечном направлении равнялась $\sim 2 \text{ км/с}$ на $h = 300 \text{ км}$ и доходила до 8 км/с у ионопаузы. Тогда средняя величина потока 0^+ на ночной стороне

$$\Phi = [0^+]V \cdot \frac{2\pi r \Delta r}{2\pi r^2} \approx 3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}.$$

Здесь учитывается, что в пределах ионосферы $[0^+]V \approx 2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и почти не зависит от высоты; r — радиус планеты, Δr — толщина ионосферы. Ионосферные измерения на ночной стороне дают потоки ионизации от $3 \cdot 10^9$ до $5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ при изменении z_\odot от 90° до 95° , от $5 \cdot 10^8$ до $7 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ при z_\odot от 95° до 110° и $7 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ при $z_\odot > 110^\circ$. В результате усреднения получается $\Phi = 2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Расчет диффузии потока 0^+ вниз в ночную атмосферу с учетом процессов перезарядки и рекомбинации проводится обычными средствами путем решения уравнения непрерывности $\frac{d\Phi_i}{dz} = P_i - n_i L_i$; Φ_i , P_i и L_i — поток, рождение и гибель i -компоненты в химических реакциях (см. § 1 гл. II). Его результаты при $\Phi_{0^+} = 6 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$

приведены на рис. 127. Высота ионосферного пика и его величина хорошо согласуются с данными измерений (142 ± 4 км, $1,7 \pm 0,7 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$).

Оценим теперь потери плазменного потока за счет рекомбинации.

Время переноса на ночную сторону $\tau = \frac{v}{V} \approx 3 \cdot 10^3$ с. Прямая рекомбинация O^+ является радиативной и имеет очень малый коэффициент скорости $5 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$; она пренебрежимо мала. Потери будут при реакциях O^+ с H_2 и CO_2 с последующей рекомбинацией молекулярных ионов. Концентрации этих газов, обеспечивающие время жизни O^+ $3 \cdot 10^3$ с, равны $3 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$. Для CO_2 это соответствует высоте 165 км и не вызывает проблемы. Однако, на наш взгляд, высокие концентрации H_2 на ночной стороне могут представлять серьезную преграду для потока O^+ , в результате чего плотность ионосферы в области их максимума во второй половине ночи должна быть уменьшена. Обнаружение этого эффекта позволило бы уточнить роль рассматриваемого механизма в поддержании ночной ионосферы.

Потоки электронов $\sim 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ со средней энергией 30 эВ были обнаружены по наблюдениям со спутников "Венера-9,10" Грингаузом и др. [210]. Сопоставление этих потоков с измеренными $n_{\text{с max}}$ и h_{max} с помощью радиопросвечивания на тех же аппаратах привело авторов [210] к выводу, что низкоэнергетичные электроны являются основным источником ионизации ночью. Отсюда были сделаны оценки $[CO_2] \approx 2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ на $h = 140$ км, которые противоречили существовавшим в то время моделям и подтвердились измерениями нейтрального состава на ночной стороне на спутнике "Пионер-Венус". Имеются указания на обнаружение сходных потоков "Пионером-Венус" (Интриллигейтор и др. [219]). Расчет ионизации, производимой электронными потоками, может быть сделан с помощью функций потерь энергии электрона в газе $L(E)$. При $E < 100$ эВ преобладает упругое рассеяние с сечением $\sigma \approx 10^{-15} \text{ см}^2$; соответственно максимум ионизации приходится на высоту, где $nH = \frac{1}{\sigma} = 10^{15} \text{ см}^{-2}$. При $H = 5 \cdot 10^5 \text{ см}$ получаем $n = 2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$, в соответствии с оценкой Грингауза и др. [210]. При $E > 0,1$ кэВ (Краснопольский [211])

$$nH \approx \left(10^{15} + \int_{0,1 \text{ кэВ}}^E \frac{nE}{L(E)} \right) \text{ см}^2 =$$

$$= [10^{15} + 10^{17} (E^{1,6} - 0,1^{1,6})] \text{ см}^{-2}$$

Результаты расчета при $E \approx 30$ эВ достаточно хорошо согласуются с измерениями (см. рис. 127). К сожалению, нет данных измерений свечения ночного неба, подтверждающих наличие электронных потоков.

Результаты Краснополяского [211] по свечению 5577 \AA дают, с учетом модели ночной атмосферы рис. 101, потоки электронов $E \sim 30$ эВ в ночной атмосфере не более $7 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Такой поток соответствует $n_{e \max} \leq 1,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$.

Рассмотрим фотоионизацию УФ-эмиссиями, рассеянными межпланетным водородом и гелием (Краснополяский [211]): $\text{H } 1216 \text{ \AA}$ и 1027 \AA , $\text{He } 584 \text{ \AA}$ и $\text{He}^+ 304 \text{ \AA}$. Их интенсивности 250 – 550 R (рэлей), 5R, 10R и $\sim 1\text{R}$. $\text{H } 1216 \text{ \AA}$ способна ионизовать только NO , что при сечении $2 \cdot 10^{-18} \text{ см}^2$ и концентрациях NO на рис. 121 вызывает ионизацию $3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. на 4 порядка ниже требуемой. $\text{H } 1027 \text{ \AA}$ сильно поглощается CO_2 и ее эффект ничтожен. Наибольшую ионизацию дает $\text{He } 584 \text{ \AA}$: $3 \cdot 10^6 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. При отсутствии других источников $n_{e \max} \approx 3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$. Сечение ионизации $\text{CO}_2 \sigma = 2 \cdot 10^{-17} \text{ см}^2$, и $h_{\max} \approx 130 \text{ км}$ ($[\text{CO}_2] = 10^{11} \text{ см}^{-3}$). Теперь ясно, что этот источник может быть существенным в области нижнего ионосферного пика.

Средний поток метеоритов дает ионизацию $2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ с максимумом на $h = 120 \text{ км}$, где $[\text{CO}_2] \approx 10^{12} \text{ см}^{-3}$ (Краснополяский [211]). Интенсивность потока и размеры частиц в нем могут сильно меняться, вызывая большую изменчивость высоты максимума и его величины. Как и в земной атмосфере, преобладают Mg^+ , Fe^+ , Si^+ и другие атомные ионы. Их рекомбинация определяется следующей совокупностью реакций:



Величины k_2 и k_3 измерены для Na ; для k_1 и k_4 даны оценки. Тогда при отсутствии других источников метеоритная ионизация дает пик

$n_{\text{max}} \approx 5 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ на $h_{\text{max}} \approx 120 \text{ км}$. Эти данные хорошо согласуются с результатами измерений.

Итак, нижний ионосферный пик вызывается метеоритной ионизацией при некотором участии фотоионизации в линии $\text{He } 584 \text{ \AA}$, верхний пик — переносом ионосферной плазмы с дневной стороны и потоками мягких электронов. Для условий наблюдений на "Пионер-Венус" (высокая солнечная активность) при среднем потоке ионизации в верхнем пике $7 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ вклад переноса составляет, по-видимому, около $5 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, и $2 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ дают потоки электронов. Поток энергии электронов при этом $\approx 10^9 \text{ эВ/см}^2 \cdot \text{с}$. Во время измерений на "Венерех-9, 10" при низкой солнечной активности эти величины должны быть еще меньше. Поэтому приводимые в [210] значения потоков электронов представляются завышенными на порядок величины.

§ 4. Роль молний в химии атмосферы

Мы переходим теперь к рассмотрению состава нейтральной атмосферы планеты. Здесь в большой мере оправдан подход, при котором в первую очередь исследуется состав нижней, подоблачной атмосферы. Выводы, полученные при его анализе, будут использованы при задании граничных условий для расчета средней и верхней атмосферы. В нижнюю атмосферу ультрафиолетовое излучение не проходит, и фотохимические процессы там играют второстепенную роль. Поэтому рассмотрим молнии как источник активных компонент.

Этот вопрос обсуждался в работах Чамейдеса и др. [250] и Барнуна [251]. Идея анализа заключается в следующем. Высокая температура, возникающая в электрическом разряде и в окружающей его области за счет ударной волны, вызывает химическую пере-

стройку смеси CO_2 и N_2 , которая со-

ответствует термохимическому равновесию при данной T . Затем газ остывает с характерным временем $\tau(T)$. Пока температура очень высока, скорости химических реакций велики, и химическое время жизни

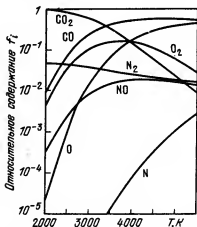


Рис. 128. Состав смеси из исходных компонент 96% CO_2 и 4% N_2

при давлении 0,7 бар в зависимости от температуры (Чамейдес и др. [250]).

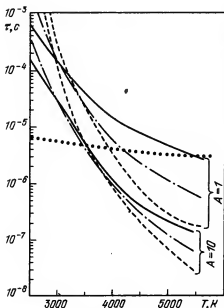


Рис. 129. Время охлаждения (точки) и химическое время жизни CO (сплошные линии), O_2 (штрих-пунктир) и NO (штриховые линии) для $A = \rho/\rho_0 = 1$ и $A = 10$ (Чамейдес и др. [2501]).

компонент $\tau_x(T) \ll \tau(T)$. Однако в процессе остывания τ_x быстро растет, и при некоторой T_0 они выравниваются.

Дальнейшее падение температуры ведет практически к прекращению химических реакций, и в конечном итоге состав смеси стабилизируется на уровне T_0 .

На рис. 128 показан равновесный состав смеси $\text{CO}_2 + \text{N}_2$ (4%). Первичная температура и давление 310 K и 0,7 бар соответствуют высоте 55 км. Методику расчета термодинамического равновесия мы рассмотрим впоследствии. Расчеты для рис. 128. проведены при $A = \frac{\rho}{\rho_0} = 1$, где ρ_0 и ρ — нормальная плотность воздуха и его плотность в момент разряда. Расчет для земных молний определяет $\tau(T)$:

$$\tau(T) = T_s / \frac{dT_s}{dt} = \frac{5,7 \cdot 10^{-5} E_0^{1/2}}{\rho_0^{1/2} T},$$

где индекс s соответствует поверхности ударной волны и $E_0 \sim 10^5$ Дж/м — энергия молнии. Химические времена жизни были определены из расчетов термодинамического равновесия и соответствующих констант реакций. Разумная область изменения A от 1 до 10. Зависимость τ от температуры показана на рис. 129. Расчет дает температуру стабилизации смеси от 3500 K до 5500 K. В этом интервале температур выход P_{CO} и P_{NO} почти постоянен; надо также учитывать, что $P_{\text{CO}} = P_{\text{NO}} + 2P_{\text{O}_2} + P_0$. В области, ограниченной ударной волной, находится,

$$M = \frac{1,55 \cdot 10^{19}}{T_0} E_0 \text{ молекул/см.}$$

Выходы CO , O_2 , NO и O получаются равными $1,5 \cdot 10^{17}$, $5 \cdot 10^{16}$, $5 \cdot 10^{15}$ и $5 \cdot 10^{16}$ молекул/Дж.

Бар-Нун [251] использует решение Зельдовича и Райзера, которые дали $T_0 = 2000 \text{ K}$ для NO в воздухе ($\text{N}_2 + \text{O}_2$). Радиус ударной волны, имеющей температуру фронта 2000 K , равен 6 см . Термодинамическому равновесию смеси CO_2 и N_2 (4%) при этой температуре соответствует $f_{\text{NO}} = 2,8 \cdot 10^{-3}$. Тогда при $E_0 = 10^5 \text{ Дж/м}$ получается выход NO $6 \cdot 10^{15}$ молекул/Дж при давлении $0,7 \text{ бар}$.

Полученные величины хорошо согласуются, несмотря на большую разницу в принятых T_0 . Возможно, играет роль то обстоятельство, что с уменьшением температуры растет объем газа, охваченного ударной волной. Лабораторные эксперименты Левина и др. [252] дают $P_{\text{CO}} = 3 \cdot 10^{16}$ молекул/Дж для той же атмосферной смеси. При оценке согласно табл. 21 700 молний на планете в секунду при энергии вспышки (а не отдельного разряда) $\sim 8 \cdot 10^8 \text{ Дж}$ получаем глобально-среднюю продукцию NO $5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. В [250] приводится величина $5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, в [251] — $6 \cdot 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$; эти величины получены при равной энергии и частоте молний на Земле и на Венере. Разница в значительной мере вызвана ошибками частоты и энергии молний на Земле. В [250] энергия молнии принята равной $5 \cdot 10^9 \text{ Дж}$ в соответствии с оценками Юмана и Чалмерса [253, 254], которые представляются завышенными. Поэтому совпадение полученного результата с данными [250] является случайным. Согласно [250, 251], продукция CO и O_2 должна быть еще больше, чем NO ; эти величины должны быть равны $1,5 \cdot 10^{10}$ и $5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Продукция CO , O_2 и NO , отнесенная к грозовой области, равна $2,4 \cdot 10^{13}$, $8 \cdot 10^{12}$ и $8 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Полученные скорости продукции можно сопоставить со скоростью фотолиза CO_2 , SO_2 и с поступлением вещества из облачного слоя за счет его постепенного падения (см. табл. 16). Все три величины $\sim 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, и в сравнении с этими процессами эффект молний пренебрежимо мал. Однако он сопоставим со скоростью поступления вещества из первой и второй мод облачного слоя ($6 \cdot 10^8$ и $3 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ при молекулярной массе ~ 100). Химическая продукция молний в грозовой области больше, чем фотохимическая. Однако продолжительность грозы не превышает, по-видимому, 10^4 с .

и накопленные избыточные f_{CO} , f_{O_2} и f_{NO} будут равны 10^{-8} , $3 \cdot 10^{-9}$ и $3 \cdot 10^{-10}$ в пределах грозовой области.

Обратимся к глобально-средним значениям и рассчитаем избыточные концентрации компонент при условии, что где-то в нижней атмосфере или у поверхности они гибнут. Решение уравнения непрерывности для высот, расположенных более чем на шкалу высот H

над уровнем уничтожения равно $n_i = \frac{\Phi_i H}{K}$; при $H \approx 10^6$ см и $K \approx 10^4$ см²/с избыточные $[CO]$, $[O_2]$ и $[NO]$ равны $1,5 \cdot 10^{12}$, $5 \cdot 10^{11}$ и $5 \cdot 10^{10}$ см⁻³, их избыточные относительные содержания $5 \cdot 10^{-8}$, $2 \cdot 10^{-8}$ и $2 \cdot 10^{-9}$ на $h = 50$ км. Если учесть, что $[NO] \approx 10^7$ см⁻³ в максимуме на $h = 140$ км и что $[NO] \leq 10^9$ см⁻³ в земной атмосфере, что полученную концентрацию NO следует считать большой. Однако она не может оказать существенного влияния на частицы облачного слоя второй и третьей моды, и нитрозилсерная кислота, образованная окисью азота, не может быть основной компонентой этих частиц, как это предлагалось Уотсоном и др. [255], даже при $[NO_2] \approx 10^9$ см⁻³.

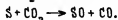
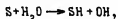
§ 5. Состав нижней атмосферы и определяющие его процессы

Построение модели состава атмосферы предполагает получение расчетным путем вертикальных профилей всех компонент атмосферы по данным о содержании ограниченного набора родительских молекул. Это требует знания реакций между присутствующими соединениями, их коэффициентов скорости k_i , а также температуры и коэффициента перемешивания. Рассмотрим состав нижней атмосферы, затем, используя полученные результаты как граничные условия, рассчитаем состав верхней атмосферы. Ряд соображений относительно состава атмосферы на высотах до 50 км и определяющих его процессов рассмотрены в работах Принна [256, 257].

В нижней атмосфере (0 – 50 км) отсутствует солнечное УФ-излучение, и фотохимические процессы могут быть существенными только для веществ с энергией диссоциации менее 3 эВ. Из обнаруженных веществ только сера подвергается диссоциации.

Сопоставив данные о поглощении различных модификаций S_n (Мейер и др. [150]) и измерения Томаско и др. [159] на большом зонде "Пионер-Векус", которые обнаружили поглощение солнечного излучения $10 - 15$ Вт/м², Принн сделал вывод, что причиной поглощения является присутствие S_3 и S_4 в количестве 10^{14} -

-10^{15} см^{-2} ; скорость поглощения примерно постоянна и равна 10^9 квантов/ $\text{см}^3 \cdot \text{с}$. При диссоциации S_3 светом 3500 \AA продукты будут иметь избыточную энергию $1,4 \text{ эВ}$ и могут вступать в реакции

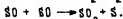
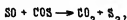


Первой из них, по нашему мнению, можно пренебречь, так как она требует избытка энергии $1,6 \text{ эВ}$, а атомы S будут иметь энергию

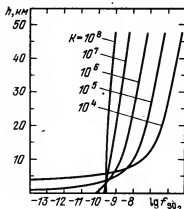
$\frac{2}{3} \times 1,4 \text{ эВ} \approx 0,9 \text{ эВ}$. Эта реакция может идти только при диссоциации

S_4 , однако концентрации S_4 ничтожно малы ($f_{S_4} \approx 10^{-14}$), избытка энергии может нехватить на активацию процесса, вероятность

первого столкновения с H_2O невелика (равна $f_{H_2O} \approx 10^{-4}$). Второй процесс может идти весьма эффективно. На наш взгляд, за ним следуют



Реакция SO с CO_2 идет без сохранения спина и, кроме того, требует большой энергии активации, поэтому ею можно пренебречь. При наличии O_2 или O происходит окисление SO в SO_2 и SO_3 . Величина скорости диссоциации I для серы очень велика: используя сечение поглощения S_3 из измерений Санько [149] и потоки излучения по данным измерений Мороза и др. [146] (см. рис. 83), можно получить $I \approx 5 \cdot 10^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ у поверхности и $0,2 \text{ с}^{-1}$ на $h = 25 \text{ км}$.

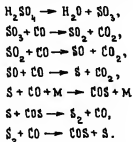


Тогда при $f_{S_2} \approx 10^{-7}$ в нижней атмосфере получаем продукцию около $3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ у поверхности и $\sim 10^{10} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ на $h = 25 \text{ км}$. Здесь мы приняли квантовый выход фотодиссоциации, равный единице, и не зависящее от высоты относительное

Рис. 130. Высотные профили SO_2 для различных значений K (Принн [256]).

содержание суммы всех модификаций серы и термохимическое равновесие между ними. Таким образом, оценка Принна по порядку величины согласуется с данными, основанными на измерениях Мороза и др. [151]. Принн пришел к выводу, что при этом f_{SO_2} и f_{O_2} должны увеличиваться с высотой и даже при квантовом выходе $\xi = 0,01 f_{SO_2}$ может достичь значений, измеренных на $h = 25$ км. Однако обнаруженные Оямой и др. [157] количества O_2 не могут быть подтверждены расчетом. Детали и количественные результаты расчета в [257] не приводятся.

Еще накануне полетов "Венер-11, 12" и "Пионер-Венус" Принн показал возможность преобладания SO_2 над CO_2 в значительной части нижней атмосферы. Он рассмотрел последовательные превращения потока серной кислоты:



На основании исследования Бауэра и др. [258] процессов в смеси SO_2 и CO он получил химическое время жизни соединений SO_x ($x = 1, 2, 3$) $\tau_{SO_x} = 2f_{SO_2}^{\frac{1}{3}} / 4,5 \cdot 10^{-12} \exp(-\frac{24400}{T}) [M] f_{CO}^{0,76}$.

Решая уравнение непрерывности для SO_x при отсутствии источников

$$-\frac{d}{dz} \left[K \left(\frac{d[SO_x]}{dz} + \frac{[SO_x]}{H} \right) \right] = -\frac{[SO_x]}{\tau_{SO_x}},$$

которое можно представить в виде

$$\frac{d^2 f_{SO_x}}{dz^2} - \frac{1}{H} \frac{df_{SO_x}}{dz} - \frac{f_{SO_x}}{K\tau_{SO_x}} = 0,$$

он получил высотные профили f_{SO_x} (рис. 130) при потоке на верхней границе $2 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ (это соответствует третьей части потока из среднего слоя облаков) и при нулевом потоке (при $K < 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$) либо нулевой концентрации SO_x у поверхности.

Термохимическое равновесие (Краснопольский и Паршев [152]). Итак, согласно табл. 14, в атмосфере Венеры, помимо инертных газов, существуют соединения атомов O, C, N, S, H, Cl, F. Зная количество этих атомов, константы реакций и процессов переноса, можно рассчитать модель состава атмосферы. Однако большинство констант системы химических реакций с участием этих соединений неизвестно, и здесь выручает то обстоятельство, что при температурах ~ 700 K в нижней атмосфере Венеры могут быть достаточно эффективными процессы термохимического равновесия. Оно определяется термодинамическими характеристиками рассматриваемых веществ. Известно, что для равновесного процесса



константа равновесия $K_p(T)$ определяется из равенства

$$\lg K_p(T) = \lg \frac{p^{\beta_1}(B_1) p^{\beta_2}(B_2) \dots}{p^{\alpha_1}(A_1) p^{\alpha_2}(A_2) \dots} = \sum_i \beta_i \lg_i(T) - \sum_i \alpha_i \lg_i(T), \quad (2)$$

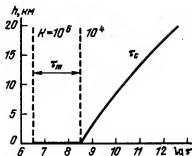
где $\lg_i(T) = -10^3 G_i(T) / 4,575T$, G_i — свободная энтальпия в ккал/моль и $p(X)$ — давление в атм.

Таблицы функции \lg_i представлены, в частности, в [286]. Критерий применимости соотношений химического равновесия есть малость времени его установления $\tau_c = (\sum_i k_i n_i)^{-1}$ по сравнению с временем перемешивания $\tau_m = H^2/K$. Здесь k_i — константа реакции, приводящей к уничтожению рассматриваемой компоненты, n_i — концентрация вещества, участвующего в этой реакции, K — коэффициент турбулентного перемешивания, H — шкала высот. Большинство процессов между стабильными, устойчивыми молекулами, которые составляют нижнюю атмосферу, требуют энергии активации порядка 50 ккал (210 кДж). Таковы, например, реакции между CO и O₂, N₂ и O₂, N₂ и Cl₂ и др. (см. ниже). Поэтому в качестве типичного значения k_i можно взять

$$k_i \approx 10^{-10} e^{-25000/T} \text{ см}^3/\text{с}.$$

Типичное значение $n_i \approx 10^{-5} \cdot [CO_2]$; коэффициент турбулентного перемешивания в тропосфере находится, по-видимому, в пределах $10^4 \div 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$. На рис. 131 показано соотношение времени химического равновесия и перемешивания. В нижней атмосфере Венеры

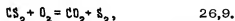
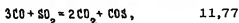
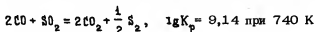
Рис. 131. Сравнение времени установления термохимического равновесия и времени перемешивания в нижней атмосфере Венеры (Краснопольский и Паршев [152]).



$\tau_c > \tau_m$, и лишь у поверхности они сближаются. Поверхность планеты может играть роль достаточно активного катализатора, который ускоряет установление термохимического равновесия (но не нарушает его). Количественно этот эффект недостаточно изучен; можно предположить, что он дает выигрыш на два порядка и обеспечивает установление термохимического равновесия у поверхности во всем рассматриваемом интервале значений скорости перемешивания. Тогда можно считать, что относительные концентрации компонент атмосферы определяются соотношениями (1) и (2) у поверхности и далее остаются постоянными вплоть до высот, где начинают играть роль фотохимические процессы либо куда поступают активные продукты этих процессов.

Рассмотрим вначале соединения $O, C, S: CO_2, CO, O_2, SO_2, S_2, SO_2, COS, CS_2$. Легко показать, что другие возможные вещества будут в пренебрежимо малых количествах. Очевидно, достаточно задать три из перечисленных компоненты, включающих три вида атомов, для определения всей системы. Эксперименты дают непротиворечивую информацию по SO_2 ; другой очевидный кандидат — CO_2 .

Выберем следующую систему равновесных реакций:



В качестве третьего соединения мы использовали S_2 , ориентировочная оценка содержания которого была получена нами на основании

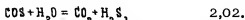
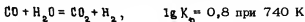
Таблица 24

Состав атмосферы Венеры
при термодинамическом равновесии
у поверхности (Краснопольский и Паршев [152, 259])

Газ	Относительное содержание	Газ	Относительное содержание
CO ₂	0,96	HCL	$6 \cdot 10^{-7}$
N ₂	$3,4 \cdot 10^{-2}$	H ₂ S	$3 \cdot 10^{-7}$
H ₂ O	$2 \cdot 10^{-4}$	S ₂	$1 \cdot 10^{-7}$
SO ₂	$1,3 \cdot 10^{-4}$	H ₂	$2 \cdot 10^{-8}$
CO	$1,5 \cdot 10^{-5}$	HF	$1 \cdot 10^{-8}$
CO ₂	$2 \cdot 10^{-5}$		

предварительной обработки спектрометрических измерений на "Венере-11, 12" и равнялась $f_{s_2} \approx 10^{-7}$. Результаты расчета этих компонент приведены в таблице 24. Расчет предсказывал отсутствие O₂ и величину f_{CO} , соответствующую нижнему пределу измерений газозового хроматографа "Венеры-12". Сопоставив его с результатами аналогичного расчета на основе предварительных данных газовой хроматографии на "Пионер-Венус", согласно которым $f_{O_2} = 7 \cdot 10^{-5}$ и $f_{CO} < 6 \cdot 10^{-7}$, мы привели доводы в пользу результатов измерений на "Венере-12". Этот анализ подтвердился, когда впоследствии обнаружилась ошибка в интерпретации газохроматографических данных "Пионер-Венус" (в табл. 14 приведены исправленные значения). Выяснилось также, что содержание CO убывает с уменьшением высоты и равно $(1,5 - 2) \cdot 10^{-5}$ на 12 - 24 км, причем высотные зависимости f_{CO} хорошо согласовывались для обоих газохроматографических экспериментов. Таким образом, предсказанные нами величины f_{CO} подтвердились при дальнейшей обработке измерений. Поэтому, хотя точность взятого исходного значения f_{s_2} невелика, оно, по-видимому, является правильным и может быть получено обратным путем, т.е. заданием в качестве третьей компо-

ненты CO . Добавив в эту систему воду, нетрудно получить содержание H_2 и H_2S с помощью равновесий



Затем рассчитываем содержание соединений азота (измерения которого хорошо согласуются), хлора и фтора. Относительное содержание HCl взято с учетом возможного присутствия свободного хлора в верхнем слое облаков.

Первоначально газохроматографические измерения на "Венере-12" предполагали некоторое количество COS , H_2S и H_2 в атмосфере.

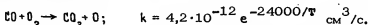
Последующий анализ не подтвердил присутствия H_2S и H_2 ; наличие некоторого вклада COS представляется вероятным и сейчас, в согласии с нашим расчетом.

Была рассмотрена возможность объяснения расхождений в экспериментальных данных по O_2 реальными вариациями химического состава от места к месту. Сравнение скоростей горизонтального переноса, сопоставление расстояния между местами посадки большого зонда "Пионер-Венус" и "Венера-11 и 12" (1500 км) с диаметром планеты, сравнение масштаба времени локальных вариаций (несколько дней) и времени накопления (300 лет) измеренных в [157] количеств кислорода при мощности его источника порядка полной скорости фотоллиза CO_2 показали неприемлемость такого объяснения.

Наша предпосылка о независимом от высоты химическом составе атмосферы не может быть пригодна для всех компонент. Рассмотрим теперь вещества, для которых экспериментально обнаружены высотные зависимости относительного содержания.

CO , COS , SO_2 , S_n . Убывание с высотой f_{CO} сопровождается аналогичным убыванием f_{O_2} по данным газовой хроматографии

на "Пионер-Венус". Отсюда напрашивается вывод, что причиной тому является реакция



Однако коэффициент скорости этой реакции соответствует очень большому времени жизни CO и O_2 , намного больше времени перемешивания, и в этом случае f_{CO} и f_{O_2} должны быть постоянны. Если вся CO и O_2 , образовавшиеся в результате диссоциации CO_2 , попадут в нижнюю атмосферу, то их равновесные количества в результате этой реакции будут $\sim 10^{-6}$. Кроме того, уменьшение CO и O_2 не соответствует отношению 2:1, которое необходимо для образования CO_2 .

При рассмотрении высотных зависимостей содержания компонент надо учитывать, что при преобладании перемешивания и отсутствии конденсации выполняется закон постоянства элементного состава атмосферы, т.е. его независимости от высоты. Действительно, если просуммировать правые и левые части уравнений непрерывности для всех веществ, содержащих данный элемент, то полная его продукция и гибель должны быть равны нулю, т.е. поток будет постоянным, а если нет неравновесного накопления элемента на поверхности или в атмосфере, то он также должен равняться нулю. В случае перемешивания

$$\Phi_i = -K \left(\frac{dn_i}{dz} + \frac{n_i}{H} \right) = -K [CO_2] \frac{df_i}{dz}$$

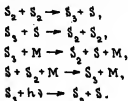
и при $\Phi_i = 0$ $f_i = \text{const.}$

Высотная зависимость CO может быть объяснена постепенным превращением CO в COS . Сумма $f_{CO} + f_{COS} = 3,5 \cdot 10^{-5}$ согласуется со спектроскопическими измерениями CO у верхней границы облаков в пределах ошибок измерений. Еще лучшее согласие с измерениями CO на спускаемых аппаратах на высотах 35 - 55 км.

При этом, однако, f_{COS} должно быть $(5 - 10) \cdot 10^{-6}$ на $h = 22$ км, что превосходит верхний предел $2 \cdot 10^{-6}$, полученный в третьей пробе на "Пионер-Венус". Кроме того, возникает вопрос: откуда возьмется количество серы, необходимое для образования COS ? Свободной серы при $f_{S_2} \approx 10^{-7}$ для этой цели явно недостаточно; если

же сера освобождается при последовательном восстановлении SO_2 с помощью CO , то на образование каждой молекулы COS надо затратить три молекулы CO , а не одну.

Проведенный нами качественный анализ проблемы дал следующее решение. Из-за быстрого фотолиза S_3 , термохимическое равновесие основных компонент серы у поверхности S_2 , S_3 и S сильно нарушается и превращается в фотохимическое равновесие, которое весьма приближенно можно описать процессами



Тогда при неизменной величине $[S_3] = 6 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ у поверхности, которая получается из измерений Мороза и др. [151], количество

S_2 оказывается в 10 раз больше получаемого из соотношений термодинамического равновесия для S_n , и равно $f_{S_2} = 10^{-7}$, в соответствии с нашей первоначальной приближенной оценкой. $[S] = 4 \cdot 10^5$ см⁻³ или в 100 раз больше концентрации для термодинамического равновесия. Изменение относительного распределения S , S_2 , S_3 влияет на концентрации COС через процессы



Основную роль играет процесс (2), и

$$\frac{[COС]}{[CO]} = K \frac{[S_3]}{[S_2]}.$$

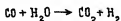
С учетом фотолиза S_3 это отношение в 10 раз меньше, чем указано в табл. 24, и количество COС должно быть $f_{COС} \sim 10^{-6}$ у поверхности. Более детальный расчет рассматриваемых компонент с привлечением других химических реакций и процессов переноса еще предстоит проделать. Таким образом, вероятная причина убывания f_{CO} — его превращение в CO₂ в реакциях с SO_2 и затем с SO. Если f_{CO} убывает с $30 \cdot 10^{-6}$ на $h = 40$ км до $15 \cdot 10^{-6}$ у поверхности, то соответствующее уменьшение f_{SO_2} составит $7 \cdot 10^{-6}$ или 5%, и рост f_{S_2} около $3 \cdot 10^{-6}$ с учетом $f_{COС} \approx 10^{-6}$. Расчет на 12 км, где согласно оптическим измерениям находится максимум $[S_3]$, указывает на быстрый рост f_{S_2} от поверхности и $f_{S_2} \approx 4 \cdot 10^{-6}$

на $h = 12$ км; однако к полученным результатам, несмотря на их совпадение с оценками ожидаемых величин, следует относиться осторожно ввиду очень приближенного характера расчета.

H_2O и O_2 . По водяному пару и кислороду данные измерений наиболее противоречивы (см. табл. 14). Наиболее "чистыми" мы считаем спектрометрические измерения H_2O , где эффект формируется в больших многокилометровых толщах атмосферы и не подвержен возмущениям и загрязнениям, вносимым спускаемым аппаратом. Вода может адсорбироваться на поверхностях приборов и искажать результаты их измерений. Тем не менее все методы анализа на "Венерах-11, 12" дают $f_{H_2O} \approx 10^{-4}$, что и принято в табл. 24. Ес-

ли значительно более высокие величины $f_{\text{H}_2\text{O}}$, измеренные на "Пионер-Венус", объясняются локальными вариациями, то данные "Венер" более представительны, поскольку здесь два аппарата. Серьезные аргументы в пользу $f_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \cdot 10^{-4}$ возникают при фотохимическом анализе атмосферы на высотах более 50 км.

Трудно, однако, объяснить изменение $f_{\text{H}_2\text{O}}$ от $2 \cdot 10^{-4}$ на 50 км до $2 \cdot 10^{-5}$ у поверхности. Для этого необходимо как-то "пристроить" значительные количества водорода и кислорода. Наиболее очевидная возможность



не подходит, так как $f_{\text{H}_2} \sim 100 \cdot 10^{-6}$ противоречит измерениям, равновесие реакции смещено влево и $f_{\text{H}_2} / f_{\text{H}_2\text{O}} = 6 f_{\text{CO}}$ у поверхности, изменение f_{CO} на $15 \cdot 10^{-6}$ значительно меньше изменения $f_{\text{H}_2\text{O}}$ на $180 \cdot 10^{-6}$. Возможно, ошибки оптических измерений и неопределенности исходных данных расчета $f_{\text{H}_2\text{O}}$ по этим измерениям не исключают полностью $f_{\text{H}_2\text{O}}$ не зависящей от высоты.

Большие трудности возникают при объяснении измерений O_2 на "Пионер-Венус" (см. табл. 14). Интересно, что $f_{\text{O}_2} = 44 \cdot 10^{-6}$ на 52 км и $16 \cdot 10^{-6}$ на 42 км соответствуют постоянному абсолютному содержанию $[\text{O}_2] = 8 \cdot 10^{14} \text{ см}^{-3}$. Постоянное абсолютное содержание компоненты в атмосфере должно наблюдаться при наличии источника вверху и стока внизу рассматриваемой области. Тогда

$$n = \frac{\Phi \text{H}}{K} \left(1 - e^{-\frac{h}{\text{H}}} \right).$$

Здесь отсчет высоты идет от уровня стока, и при $h \gg 2\text{H}$ $n = \frac{\Phi \text{H}}{K}$.

Подстановка полученной величины при $K = 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ дает $\Phi = 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Это вдвое больше возможной продукции O_2 при фотолизе CO_2 . Двойка не составляет большой проблемы ввиду неопределенности K . Однако в этом случае f_{CO} должно более чем в 2 раза превосходить f_{O_2} , чего не наблюдается (см. табл. 14). Да-

лее, фотолиз CO_2 идет в основном выше 65 км, и тогда i_{O_2} было бы $\sim 300 \cdot 10^{-6}$ на 65 км вместо $i_{\text{O}_2} < 10^{-6}$ согласно спектроскопическим измерениям, которые относятся к этой высоте.

Значительные трудности вызывает также присутствие больших количеств молекулярного водорода $i_{\text{H}_2} \approx 10^{-5}$ у турбопаузы (см. §2).

Проблема H_2O и H_2 имеет единое решение – присутствие в нижней атмосфере какого-то водородосодержащего газа в количестве $\sim 10^{-4}$.

Это не может быть H_2 (его равновесное содержание $i_{\text{H}_2} \approx 2 \cdot 10^{-8}$),

не может быть HCl (это создает проблему избытка хлора в облачном слое), не может быть NH_3 (он не должен образовываться ни при фотохимических, ни при термохимических процессах в условиях атмосферы Венеры).

§ 6. Фотохимия атмосферы на высотах более 50 км; основные проблемы и предшествующие результаты, основные химические процессы

Переходим к рассмотрению процессов, определяющих состав атмосферы и облачного слоя на высотах более 50 км. Здесь мы будем в основном придерживаться методики, исходных данных, результатов и выводов работ Краснопольского и Паршева [259 – 263].

Построение аэрономической модели состава атмосферы Венеры представляет собой чрезвычайно привлекательную и важную задачу. Она предполагает получение путем расчета основных данных по составу атмосферы, согласующихся с совокупностью экспериментальных фактов, исходя при этом только из концентраций немногих важнейших компонент (CO_2 , H_2O , HCl , SO_2) на нижней границе. Решение этой задачи должно дать, в частности, ответы на следующие вопросы:

Почему столь малы концентрации продуктов фотолиза?

Как образуется облачный слой Венеры, какие процессы приводят к возникновению серной кислоты, которая отсутствует в газовой выделении литосферы?

Почему в верхней части облачного слоя очень малы концентрации содержащих серу газов, которые могут рассматриваться как исходный материал и промежуточные звенья в образовании H_2SO_4 ?

Почему относительное содержание воды в верхней части облачного слоя на два порядка меньше, чем в подоблачной атмосфере?

Попадают ли в верхнюю атмосферу хлор и сера?

Эти вопросы так или иначе связаны с фотохимией CO_2 , H_2O , HCl и SO_2 . Несмотря на то что в атмосфере Венеры присутствуют и дру-

гие газы, они играют меньшую роль либо в силу малой химической активности (азот, инертные газы), либо малого относительного содержания (HF). Поэтому, чтобы не перегружать задачу, мы не будем рассматривать фотохимию азота в атмосфере CO_2 . Для фтора и хлора основные процессы подобны, и так как их концентрации отличаются на два порядка, то фтором можно пренебречь.

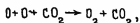
Наиболее детально аэрономия CO_2 , H_2O и HCl на Венере на высотах более 62 км рассмотрена в работе Зе и Мак-Элроя [246]. Роль соединений серы в ней учтена только в виде граничного условия для O_2 и более детально рассмотрена в работах Принна, а также Вофси и Зе [264 – 266]. В них применялся полуаналитический подход к проблеме и анализировалась небольшая система реакций без учета соединений хлора и значительного числа других процессов. Основным носителем серы был принят COS согласно Льюису [267]. Термохимические расчеты Флоренского и др. [268] по составу нижней атмосферы также подтверждали эту гипотезу.

Эти работы базировались главным образом на данных по составу атмосферы, полученных путем наземной спектроскопии в видимой и инфракрасной областях спектра (см. § 3 гл. III) и ультрафиолетовой спектроскопии со спутника ОАО-2.

В настоящее время мы располагаем качественно новым уровнем знаний о составе атмосферы Венеры. Это делает актуальной проблеме построения аэрономической модели состава, которая давала бы теоретическое обоснование полученным данным. Кроме того, сейчас можно преодолеть такой недостаток предыдущих работ, как искусственное разделение соединений серы и хлора. Действительно, пренебрежение одной из упомянутых групп соединений может быть существенным источником ошибок. Далее мы рассмотрим в настоящей работе ряд новых процессов и компонент.

Основные химические процессы с участием водорода.

Поглощение солнечного излучения в области $\lambda < 2075 \text{ \AA}$ приводит к фотолизу CO_2 . Скорость фотолиза в вертикальном столбе численно равна потоку солнечных квантов и с учетом глобального усреднения составляет $1,3 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. В атмосфере чистого CO_2 почти все образовавшиеся атомы кислорода впоследствии вступают в реакцию



которая должна приводить в конечном итоге к накоплению значительных концентраций CO и O_2 . В реальных атмосферах Марса и Венеры этому процессу препятствуют каталитические реакции с участием активных форм водорода H^* (H , OH , HO_2 , H_2O_2), которые были рассмотрены в § 7 гл. II.

В атмосфере Марса присутствие паров воды с относительным содержанием $f_{H_2O} \approx 10^{-4}$ обеспечивает количество активного водорода, которое приводит к уменьшению f_{CO} и f_{O_2} до величин $\sim 10^{-3}$.

На Венере в верхней части облачного слоя $f_{H_2O} \sim 10^{-5} - 10^{-7}$, а $f_{CO} = 4 \cdot 10^{-5}$ и $f_{O_2} < 10^{-6}$. Таким образом, с одной стороны,

возникает значительный дефицит H^* , с другой стороны, и при достаточно больших его количествах возникают трудности со столь малыми концентрациями CO и O_2 . Эти трудности удается отчасти решить за счет фотолиза HCl , который поставляет в атмосферу преобладающее число атомов водорода, а также атомы хлора.

Реакции с участием хлора. При реакциях атомов хлора с тремя формами кислорода (O, O_2, O_3) образуются окислы ClO и ClO_2 , которые участвуют в большом числе взаимодействий друг с другом и с другими компонентами. Как и активный водород, активные формы хлора Cl , ClO и ClO_2 являются катализаторами, ускоряющими образование CO_2 из CO и O путем реакций, имеющих конечную фазу *)



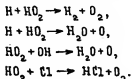
Другие реакции ведут к образованию O_2 :



и к гибели O_2 :



Активные формы водорода и хлора не исчезают во всех перечисленных процессах. Их сток обеспечивается реакциями



Однако из-за малости концентраций скорость этих процессов невелика, и поэтому каждый атом H и Cl за время существования в

*) Недавно опубликованные результаты лабораторных измерений указывают на очень малые константы скоростей этих реакций.

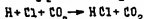
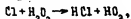
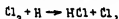
активной форме участвует в большом числе реакций образования CO_2 и O_2 .

Полная система реакций соединений C , O ; H и Cl , рассмотренная Зе и Мак-Элроем [246], содержит 47 процессов. Им удалось согласовать свои расчеты с результатами наблюдений. Однако в их работе большинство реакций, определяющих баланс важнейших компонент атмосферы, имеют максимальные значения у самой нижней границы 62 км, где полнота и применимость расчетной схемы вызывает сомнения из-за неучета соединений серы и из-за неизбежного произвола в выборе граничных условий. Например, баланс CO_2 и O_2 достигается за счет того, что концентрация HO_2 составляет 10^9 см^{-3} на $h = 62 \text{ км}$. Эта величина получается при предположении фотохимического равновесия на нижней границе. Как будет видно по результатам нашего расчета, присутствие соединений серы и влияние переноса уменьшает HO_2 на два порядка величины, и максимальное значение $[\text{HO}_2]$ равно 10^7 см^{-3} . Это означает катастрофическое падение роли водородного цикла в уничтожении O_2 .

Химические реакции в атмосфере Венеры показаны в табл. 25.

На опыте атмосферы Марса хорошо известно, что предотвратить образование O_2 в процессах 12, 18 (см. таблицу 25) можно за счет больших значений коэффициента турбулентного перемешивания $K \sim 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$, которые обеспечивают быструю доставку атомарного кислорода в область больших концентраций активного водорода ($\sim 75 \text{ км}$ в случае Венеры), где эффективна реакция $\text{CO} + \text{OH} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}$. Однако наблюдения и интерпретация аэрозольных слоев на Марсе и Венере [163] исключают столь высокие значения K в верхней тропосфере. Следовательно, на обеих планетах заметная часть атомного кислорода идет на образование O_2 , и для достижения согласия с данными измерений необходимо уделить особое внимание процессам разрушения O_2 . Если на Марсе таковым является в первую очередь $2\text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}_2 + \text{O}_2$ с последующим фотолизом H_2O_2 (см. § 7 гл. II), то на Венере эту роль играют соединения хлора, ускоряющие связывание CO с молекулами O_2 .

Прежде чем перейти к ним, рассмотрим некоторые реакции с участием соединений хлора, которые мы сочли нужным добавить к списку, предложенному в [246]. Реакции



обеспечивают сток активного хлора и водорода. Действительно, кон-

Таблица 25

Химические реакции в атмосфере Венеры и их константы. Скорости фотолиза даны в с^{-1} для оптически тонкой атмосферы для глобально средних условий (половина дневных значений). Размерность констант второго и третьего порядков $\text{см}^3/\text{с}$ и $\text{см}^6/\text{с}$; последние измерения дают меньшую (*) или большую (**) величину константы.

№	Реакция	Константа
1	$\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{O} (\lambda < 2075 \text{ \AA})$	$1,6 \cdot 10^{-6}$
2	$\text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{H}$	$6 \cdot 10^{-6}$
3	$\text{HCl} + h\nu \rightarrow \text{H} + \text{Cl}$	$2 \cdot 10^{-6}$
4	$\text{SO}_2 + h\nu \rightarrow \text{SO} + \text{O}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
5	$\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$	$4 \cdot 10^{-6}$
6	$\text{O}_3 + h\nu \rightarrow \text{O}_2(^1\Delta_g) + \text{O}(^1\text{D})$	$8 \cdot 10^{-3}$
7	$\text{H}_2\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{OH} + \text{OH}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
8	$\text{Cl}_2 + h\nu \rightarrow \text{Cl} + \text{Cl}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
9	$\text{SO}_2 + h\nu \rightarrow {}^3\text{SO}_2 (3200 < \lambda < 3900 \text{ \AA})$	
10	$\text{SO}_2 + h\nu \rightarrow {}^1\text{SO}_2 (2180 < \lambda < 3200 \text{ \AA})$	
11	$\text{CO} + \text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{CO}_2$	$2 \cdot 10^{-37}$
12	$\text{O} + \text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2 + \text{CO}_2$	$7 \cdot 10^{-31}/\text{T}$
13	$\text{O} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_3 + \text{CO}_2$	$3 \cdot 10^{-34} \exp(520/\text{T})$
14	$\text{H} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HO}_2 + \text{CO}_2$	$2 \cdot 10^{-31} (273/\text{T})^{1,3}$
15	$\text{O} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$	$2,5 \cdot 10^{-11}$
16	$\text{CO} + \text{OH} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}$	$2,2 \cdot 10^{-13} \exp(-100/\text{T})$
17	$\text{H} + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$	$1,3 \cdot 10^{-10} \exp(-500/\text{T})$
18	$\text{O} + \text{OH} \rightarrow \text{O}_2 + \text{H}$	$2 \cdot 10^{-11}$
19	$\text{HO}_2 + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}_2 + \text{O}_2$	$3 \cdot 10^{-11} \exp(-500/\text{T})$
20	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2 + \text{O}_2$	$2 \cdot 10^{-11} \exp(-350/\text{T})$
21	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{OH}$	$4,2 \cdot 10^{-10} \exp(-950/\text{T})$
22	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$	$8 \cdot 10^{-11} \exp(-500/\text{T})$

№	Реакция	Константа
23	$\text{HO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$	$5 \cdot 10^{-11}$
24	$\text{H} + \text{H} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}_2 + \text{CO}_2$	$2,6 \cdot 10^{-32}$
25	$\text{Cl} + \text{Cl} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{CO}_2$	$2,6 \cdot 10^{-32}$
26	$\text{H}_2 + \text{Cl} \rightarrow \text{HCl} + \text{H}$	$8 \cdot 10^{-11} \exp(-2480/T)$
27	$\text{H} + \text{Cl}_2 \rightarrow \text{HCl} + \text{Cl}$	$3 \cdot 10^{-10} \exp(-1000/T)$
28	$\text{HCl} + \text{H} \rightarrow \text{H}_2 + \text{Cl}$	$10^{-11} \exp(-1600/T)$
29	$\text{H} + \text{Cl} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HCl} + \text{CO}_2$	$2,6 \cdot 10^{-32}$
30	$\text{O}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{ClO} + \text{O}_2$	$2,2 \cdot 10^{-11} \exp(-170/T)$
31	$\text{Cl} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{ClO}_2 + \text{CO}_2$	$1,7 \cdot 10^{-33}$
32	$\text{ClO}_2 + \text{Cl} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{O}_2$	$1,5 \cdot 10^{-10}$
33	$\text{ClO}_2 + \text{Cl} \rightarrow \text{ClO} + \text{ClO}$	$1,5 \cdot 10^{-12}$
34	$\text{O} + \text{ClO} \rightarrow \text{O}_2 + \text{Cl}$	$3,4 \cdot 10^{-11} \exp(75/T)$
35	$\text{O}_3 + \text{ClO} \rightarrow \text{ClO}_2 + \text{O}_2$	$2 \cdot 10^{-15}$
36	$\text{ClO} + \text{ClO} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{O}_2$	$2,3 \cdot 10^{-14}$
37	$\text{ClO} + \text{ClO} \rightarrow \text{ClO}_2 + \text{Cl}$	$1,2 \cdot 10^{-12} \exp(-1260/T)$
38	$\text{ClO} + \text{ClO} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2 + \text{Cl} + \text{CO}_2$	10^{-31}
39	$\text{O} + \text{Cl}_2 \rightarrow \text{ClO} + \text{Cl}$	$10^{-20} \exp(-1560/T)$ **
40	$\text{HCl} + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}$	$2 \cdot 10^{-13} \exp(-310/T)$ **
41	$\text{O} + \text{HCl} \rightarrow \text{OH} + \text{Cl}$	$1,8 \cdot 10^{-12} \exp(-2260/T)$ *
42	$\text{ClO}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Cl} + \text{O}_2 + \text{CO}_2$	$4 \cdot 10^{-12} \exp(-2500/T)$ **
43	$\text{CO} + \text{ClO} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{Cl}$	$1,7 \cdot 10^{-15}$ *
44	$\text{CO} + \text{ClO}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{ClO}$	10^{-15} *
45	$\text{Cl} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{HCl} + \text{O}_2$	10^{-13} **
46	$\text{Cl} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{ClO}$	10^{-13} **
47	$\text{OH} + \text{H}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{H}$	$7 \cdot 10^{-12} \exp(-2000/T)$

№	Реакция	Константа
48	$O + H_2 \rightarrow OH + H$	$5 \cdot 10^{-11} \exp(-5100/T)$
49	$OH + O_3 \rightarrow 2O_2 + H$	$1,3 \cdot 10^{-12} \exp(-950/T)$
50	$HO_2 + O_3 \rightarrow 2O_2 + OH$	$1,3 \cdot 10^{-12} \exp(-820/T) *$
51	$O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$	$1,3 \cdot 10^{-11} \exp(-2140/T)$
52	$Cl + H_2O_2 \rightarrow HCl + HO_2$	$6 \cdot 10^{-13}$
53	$CO_2^+ + H_2 \rightarrow HCO_2^+ + H$	10^{-9}
54	$CO_2^+ + HCl \rightarrow HCO_2^+ + Cl$	10^{-9}
55	$HCO_2^+ + e \rightarrow CO_2 + H$	10^{-6}
56	$CO + Cl + CO_2 \rightarrow 3CO + CO_2$	$3 \cdot 10^{-33}$
57	$CCl + O_2 \rightarrow CO_2 + ClO$	$2 \cdot 10^{-14} **$
58	$CCl + O \rightarrow CO_2 + Cl$	$10^{-13} **$
59	$CCl + Cl_2 \rightarrow CCl_2 + Cl$	$6 \cdot 10^{-13} \exp(-1400/T)$
60	$CCl + Cl \rightarrow CO + Cl_2$	$6 \cdot 10^{-10} \exp(-400/T)$
61	$CCl + CO_2 \rightarrow CO_2 + CO + Cl$	$10^{-12} \exp(-3200/T) **$
62	$CCl + H \rightarrow CH + HCl$	$10^{-13} **$
63	$CCl_2 + C \rightarrow CO_2 + Cl_2$	10^{-14}
64	$S + O_2 \rightarrow SO + O$	$2,2 \cdot 10^{-12}$
65	$SO + OH \rightarrow SO_2 + H$	$1,2 \cdot 10^{-10}$
66	$SO_2 + HC_2 \rightarrow SO_3 + OH$	$3 \cdot 10^{-16} *$
67	$SO_2 + OH + CO_2 \rightarrow HSO_3 + CO_2$	$1,6 \cdot 10^{-31}$
68	$SO_2 + O + CO_2 \rightarrow SO_3 + CO_2$	$10^{-32} *$
69	$SO + O \rightarrow SO_2$	$2,5 \cdot 10^{-16} \exp(-300/T)$
70	$SO + O_2 \rightarrow SO_2 + O$	$7,5 \cdot 10^{-13} \exp(-3250/T)$
71	$SO + O_3 \rightarrow SO_2 + O_2$	$2,5 \cdot 10^{-12} \exp(-1050/T)$
72	$SO + O + CO_2 \rightarrow SO_2 + CO_2$	$5 \cdot 10^{-31}$

Продолжение таблицы 25

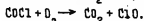
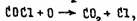
№	Реакция	Константа
73	$\text{SO} + \text{SO} \rightarrow \text{SO}_2 + \text{S}$	$3 \cdot 10^{-15}$
74	$\text{S} + \text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{SO} + \text{CO}_2$	$2,5 \cdot 10^{-31}$
75	$\text{S} + \text{S} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{S}_2 + \text{CO}_2$	$1,5 \cdot 10^{-30}$
76	$\text{S} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{SO} + \text{OH}$	$2,5 \cdot 10^{-11}$
77	$\text{SC}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$	10^{-12}
78	$\text{OH} + \text{HSO}_3 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$	10^{-13}
79	$\text{S}_n (\text{аэрозоль}) + \text{O} \rightarrow \text{S}_{n-1} (\text{аэрозоль}) + \text{SO}$	10^{-16}
80	$\text{H}_2\text{O}_2 + \text{SO}_3 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{O}$	10^{-12}
81	$\text{SC} + \text{O}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{SC}_3 + \text{CO}_2$	$3 \cdot 10^{-32} \exp(-3250/T)$
82	$\text{SC}_2 + \text{CH} \rightarrow \text{HSC}_3$	$5 \cdot 10^{-13}$
83	$\text{SO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_3$	$10^{-12} \exp(-3250/T)$
84	$\text{ClO} + \text{SC}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{Cl}$	10^{-15}
85	$\text{ClO}_2 + \text{SO}_2 \rightarrow \text{SC}_3 + \text{ClO}$	10^{-15}
86	$\text{HSO}_3 + \text{Cl} \rightarrow \text{HCl} + \text{SO}_3$	10^{-13}
87	$\text{S} + \text{CH} \rightarrow \text{SO} + \text{H}$	$2 \cdot 10^{-11}$
88	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O} + \text{CO}_2$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
89	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{CH}$	$3 \cdot 10^{-10}$
90	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{H}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{H}$	$3 \cdot 10^{-10}$
91	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{HCl} \rightarrow \text{OH} + \text{Cl}$	$3 \cdot 10^{-10}$
92	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{CCl}_2 \rightarrow \text{CO} + \text{O}_2 (^4\Delta_3)$	$3 \cdot 10^{-11}$
93	$\text{O} (^4\text{D}) + \text{CCl} \rightarrow \text{O} + \text{CCl}$	$8 \cdot 10^{-11}$
94	$\text{C}_2 (^4\Delta_3) + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2 + \text{CO}_2$	
95	$^1\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + h\nu$ $^3\text{SO}_2 + h\nu$	$\tau = 0,1$
96	$^1\text{SO}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + \text{CO}_2$ $^3\text{SO}_2 + \text{CO}_2$	$\tau = 0,1$

№	Реакция	Константа
97	$^1\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_2$ $^3\text{SO}_2$	$\gamma = 0,1$
98	$^3\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + h\nu$	$1,1 \cdot 10^3$
99	$^3\text{SO}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + \text{CO}_2$	$5 \cdot 10^{-14}$
100	$^3\text{SO}_2 + \text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{SO}$	$5 \cdot 10^{-11} \exp(-1370/T)$
101	$^3\text{SO}_2 + \text{CO} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{SO}$	$8 \cdot 10^{-12} \exp(-2000/T)$
102	$^3\text{SO}_2 + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{O}$	$5 \cdot 10^{-11} \exp(-1370/T)$

станты фотолиза Cl_2 и H_2O_2 значительно выше, чем для HCl , поэтому Cl_2 и H_2O_2 можно отнести к активным компонентам. Привлечение этих реакций обеспечивает более объективный подход к проблеме. Как убедимся в дальнейшем, первая из этих реакций является основным процессом уничтожения активного хлора и водорода.

Реакция $\text{CO}_2^+ + \text{HCl} \rightarrow \text{HCO}_2^+ + \text{Cl}$ аналогична реакции 53 (см. табл. 25). Она также является источником H и Cl .

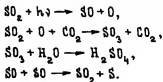
В предшествующих работах рассматривались только соединения хлора с кислородом. Не менее важны и интересны соединения с окисью углерода – хлоркарбонил COCl и фосген COCl_2 . Участие хлоркарбонила обеспечивает быстрое объединение CO с O и O_2 , уменьшая количество свободного кислорода в атмосфере:



Фосген образуется при реакции COCl и Cl_2 , он менее активен, чем хлоркарбонил, но тоже ускоряет образование CO_2 : $\text{COCl}_2 + \text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{Cl}_2$. К сожалению, результаты измерения констант реакций с участием COCl и COCl_2 очень малочисленны и противоречивы (см. Кондратьев [269]). Используемые нами величины представляют собой оценки, близкие к средним данным.

По ряду реакций в последние годы были проведены измерения коэффициентов скорости, которые дали значения, несколько отличающиеся от принятых нами. Огромна разница в величине k_{45} (10^{-13} в нашем расчете и $4 \cdot 10^{-11}$ см³·с⁻¹ согласно [270]). Последствия этих изменений будут обсуждены ниже.

Реакции с участием соединений серы. Прини [264, 265] рассматривал девять реакций с участием сернистых соединений, источником которых он считал COS. Однако недавние прямые эксперименты на спускаемых аппаратах показали, что основным серосодержащим газом является двуокись серы SO₂. В этом случае фотохимическое преобразование двуокиси серы в серную кислоту и твердую серу происходит следующим образом:



Последняя реакция ведет также к образованию S₂O, S₂O₂; мы этих веществ и их процессов образования и гибели не рассматриваем. Будем, однако, учитывать, что в этом случае полученные концентрации свободной серы являются несколько завышенными.

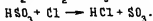
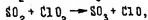
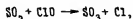
В результате фотоллиза SO₂ образуется большое количество свободного кислорода, превышающее его продукцию и транспорт из надоблачной атмосферы, где происходит фотодиссоциация CO₂. Он быстро окисляет SO₂ в серный ангидрид SO₃, который активно поглощает воду с образованием серной кислоты. Та часть атомов кислорода, которая успевает объединиться в молекулы O₂, а также молекулы O₂, образующиеся выше облачного слоя и попадающие в этот слой за счет перемешивания, участвуют в окислении SO₂ либо через HO₂, либо через реакцию



Количество активного водорода в облачном слое также сокращается за счет образования серной кислоты с участием OH. Свободная сера образуется в последнем из перечисленных процессов.

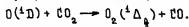
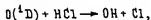
Выше приведены только основные, характерные реакции рассмотренного цикла. Полное число реакций значительно больше; они показаны в табл. 25. Соединения хлора с серой образуют группу веществ, которые мы исключили из расчета из-за крайне ограниченных данных о константах реакций. Три реакции отражают взаимодействие сернистых и хлорсодержащих веществ, которые учтены в

расчете, так как при этом не образуются новые компоненты:



Возбужденные атомы и молекулы и их реакции. Во многих рассматриваемых реакциях выделяется энергия, достаточная для возбуждения образующихся в них молекул и атомов. Не рассматривая всего многообразия возможных возбужденных состояний, мы учтем в расчете только четыре их вида: $O(^1D)$, $O_2(^1\Delta_g)$, $SO_2(a^3B_1)$, $SO_2(\tilde{A}^1B_1)$. Для краткости мы их будем обозначать индексом вверх, указывающим мультиплетность, например 1SO_2 .

Основным источником $O(^1D)$ является фотолиз озона. Атомы $O(^1D)$ подвергаются гашению при столкновениях с CO_2 ; кроме того, они разлагают H_2O и H_2 , образуя H и OH . К этим известным реакциям мы добавили

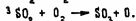
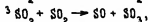
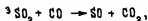


Первая из них аналогична реакции с H_2 ; вторая рекомендована Тулли [271] на основании теоретических соображений. Так как она пока не наблюдалась, то мы приняли меньшее значение ее константы, чем предлагал Тулли.

Состояние $O_2(a^1\Delta_g)$ вызывает очень интенсивное свечение полосы (0,0) 1,27 мкм, которая является наиболее сильной эмиссией в свечении атмосферы Земли [272], Венеры (см. § 10 гл. III) и Марса (см. § 1 гл. I). Основной механизм возбуждения этой полосы — фотолиз озона. Однако существует множество реакций из числа приведенных в таблице 25, при которых возможно образование $O_2(^1\Delta_g)$. Эта проблема будет подробнее рассмотрена ниже.

Два возбужденных состояния 1SO_2 возникают при поглощении солнечного излучения в ближней УФ-области. Состояние 1SO_2 образуется при $\lambda < 3200 \text{ \AA}$ и затем переходит с излучением либо без него в основное состояние или в 3SO_2 . Аналогичные переходы могут происходить и при гашении, причем вероятность выхода 3SO_2 в обоих процессах одинакова и равна 0,1 [273 – 275]. Молекулы 3SO_2 образуются при поглощении излучения 3200 – 3900 \AA , и их значительная часть переходит в основное состояние путем излучения и

через столкновения с CO_2 . Другая часть $^3\text{SO}_2$ реагирует с CO, O_2 и O_2 , отдавая либо присоединяя атом кислорода [274 - 276]:



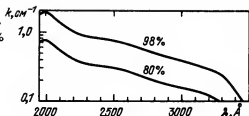
Несмотря на то что эта доля невелика, из-за большого потока солнечного излучения в ближней УФ-области ее вклад является ощутимым.

§ 7. Перенос излучения и вещества в облачном слое

Скорости фотолиза и фотовозбуждения. Для расчета скоростей фотолиза и фотовозбуждения использовались данные Марковой и Харитонova [277] по солнечному излучению для $\lambda > 3200 \text{ \AA}$, Бродфута [278] для области $2100 \div 3200 \text{ \AA}$, Уайдинга [98] и Хиггинса [279] для $\lambda < 2100 \text{ \AA}$. С учетом глобального усреднения зенитное расстояние Солнца принималось равным 60° и рассчитанные значения делились на два. Сечение поглощения CO_2 взято из работ [86, 87], сечение $\text{H}_2\text{O}, \text{O}_2$ и SO_2 (при $\lambda < 3400 \text{ \AA}$) - из [97], сечение O_3 - из [280], HCl - из [281], H_2O_2 - из [282], Cl_2 - из [283]. Сечение поглощения SO_2 в области $3400 \div 3900 \text{ \AA}$ приведено в [284]. Если в случае CO_2 поглощение становится заметным только при $\lambda < 2075 \text{ \AA}$, т.е. при λ короче порога диссоциации 2250 \AA , то для SO_2 поглощение начинается с 3900 \AA , в то время как порог диссоциации равен 2180 \AA . Поэтому возникает вопрос о том, как зависит квантовый выход диссоциации SO_2 от длин волн. Опираясь на данные измерений [285], можно прийти к выводу, что он практически равен единице, начиная от границы 2180 \AA .

Расчет скоростей фотолиза в рамках нашей задачи сильно усложняется тремя обстоятельствами. Во-первых, нельзя пренебречь поглощением других газов, помимо CO_2 , что делалось в большинстве расчетов по аэрономии Марса и Венеры. Действительно, атмосфера не может быть принята оптически тонкой для $\lambda < 2075 \text{ \AA}$ в рассматриваемой области высот до 50 км. Наиболее очевидно это для поглощения SO_2 , при котором, как показывает расчет, продукция кислорода почти в три раза больше, чем при поглощении CO_2 . Опти-

Рис. 132. Коэффициент поглощения серной кислоты 80% и 98%-ной концентрации.



ческая толщина атмосферы на 50 км для $\lambda \approx 2200 \text{ Å}$ оказывается порядка тысячи. Во-вторых, в отличие от CO_2 , нам неизвестно высотное распределение SO_2 и других компонент, и поэтому скорости фотоллиза уже не являются как бы исходными данными расчета, а непрерывно уточняются в разработанной расчетной схеме по мере того, как первично заложенные высотные профили компонент приближаются к окончательному результату. Третья трудность связана с необходимостью учета рассеяния излучения в облачном слое. Детальное описание этого процесса возможно только через решение уравнения переноса. Однако, поскольку в данном случае интерес представляет только влияние рассеяния в облачном слое на процесс фотоллиза, можно использовать приближенное описание этого процесса.

Рассмотрим облачный слой, состоящий из капель $\approx 80\%$ -ного раствора серной кислоты, радиус которых $r \approx 1 \text{ мкм}$. Известно, что для

оптически толстой атмосферы кратность рассеяния $q = (1 - \omega)^{-\frac{1}{2}}$.

С другой стороны, $1 - \omega = \frac{2}{3}k\tau$ или $q = \left(\frac{2}{3}k\tau\right)^{-\frac{1}{2}}$, где k — коэффициент поглощения материала, ω — альбеда однократного рассеяния. Нам не удалось найти зависимости $k(\lambda)$ для серной кислоты, и мы провели эти измерения для 98% и 80%-ного раствора. Результаты показаны на рис. 132. Интересно то обстоятельство, что поглощение 80% раствора в 2,5 раза меньше, чем для 98% раствора. Данные рис. 132 показывают, что кратность рассеяния в облачном слое, состоящем только из капель серной кислоты, должна быть очень высокой, порядка 1000, в области до 2000 Å. Реальная кратность рассеяния ниже и может быть рассчитана по известному альбеда планеты с помощью асимптотических формул (см. § 2 гл. II). Рассмотрим область $3400 \div 3900 \text{ Å}$, где альбеда планеты $A \approx 0.5$. Приняв $\tau \approx 30$ и $q = 0.7$, получаем $q = 10$. Здесь q — параметр индикатрисы Хенли — Гринштейна, τ — оптическая толщина облаков в рассеянии.

Кратность рассеяния становится близкой к единице при $\omega < 0.7$, т.е. при оптической толщине поглощающего газа более 10 на $h = 50 \text{ км}$. При принятых концентрациях SO_2 на 50 км (см. ниже) получается, что это условие соответствует сечению поглощения $\sigma_{\text{SO}_2} >$

$> 10^{-20} \text{ см}^2$ или $\lambda \leq 3200 \text{ Å}$. В области $3400 \div 3900 \text{ Å}$ $\sigma_{\text{SO}_2} \approx 5 \cdot 10^{-23} \text{ см}^2$ и $q = 10$ не противоречит принятым граничным условиям. Поэтому будем считать, что в этой области спектра, которая приводит к возбуждению $^3\text{SO}_2$, сечение поглощения в 10 раз больше истинного, а процессами многократного рассеяния пренебрежем. Для $\lambda < 3400 \text{ Å}$ это приближение будет справедливо с необходимой для наших целей точностью при истинных сечениях поглощения, так как кратность рассеяния здесь близка к единице.

Для других компонент примем истинные сечения, так как они либо поглощают в достаточно коротковолновой области спектра, либо присутствуют в основном в надоблачной атмосфере.

Аэрозольные компоненты. Фотохимическое образование серной кислоты и серы приводит к конденсации этих продуктов в частицы аэрозоля.

Будем считать, что в атмосфере существует фазовое равновесие между раствором H_2SO_4 , паром H_2O и паром H_2SO_4 . При этом оказывается [176], что практически вся серная кислота должна быть в жидкой фазе, и, следовательно, паром H_2SO_4 можно пренебречь. Тогда концентрация капель раствора H_2SO_4 определяется температурой и плотностью паров воды, а полное количество воды в единице объема распределяется между газовой и аэрозольной фазой в соответствии с кривыми фазового равновесия [176].

Давление насыщенных паров серы описывается соотношением $\lg p \text{ (атм)} = -5166/T + 8,773$ [286]. При этом оказывается, что только у самой нижней границы (50 км) количество серы в газовой фазе сопоставимо с количеством в твердой фазе. Поэтому для простоты примем, что вся сера переходит в твердую фазу, достигнув состояния S_2 .

Для обоих сортов аэрозоля происходит постепенное выпадение частиц со скоростью

$$V = \frac{2}{9} \rho g \frac{r^2}{\eta} \left(1 + \frac{\ell}{r}\right) (1,257 + 0,4 e^{1,1 r/\ell}).$$

Эта формула Стокса - Дэвиса, в которой ρ - плотность материала частицы, g - ускорение силы тяжести, η - вязкость атмосферы, ℓ - длина свободного пробега молекул. Выпадению частиц препятствует перемешивание атмосферы.

Спектрометрия и нефелометрия облачного слоя (см. § 6 гл. III) указывают на его сложную структуру, которая связана с различными типами физико-химических взаимодействий аэрозольных частиц между собой и с газовыми компонентами атмосферы. Мы исключим из рассмотрения все эти процессы, кроме реакции окисления частиц

твердой серы атомарным кислородом. Если для свободной молекулы S_2 константа этой реакции $3 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3/\text{с}$ [287], то для частиц радиуса $r \approx 1 \text{ мкм}$ она должна быть $\sim 10^{-16} \text{ см}^3/\text{с}$ в пересчете на одну молекулу.

При определении скорости выпадения аэрозоля примем, что радиусы частиц серной кислоты и серы одинаковы и $r = 1 \text{ мкм}$ при $h > 65 \text{ км}$, $r = 4 \text{ мкм}$ при $h < 60 \text{ км}$ и линейно изменяется на $60 \div 65 \text{ км}$. Такая зависимость $r(h)$ приближенно описывает результаты спектрометрии частиц на аппарате "Пионер-Венус" и предполагает, что серная кислота, сера и продукты их взаимодействия с другими компонентами содержатся во второй и третьей модах распределения по размерам. Мы вернемся к этому вопросу при обсуждении результатов расчета.

§ 8. Граничные условия и методика численного решения

Для задания граничных условий необходимо прежде всего знать химический состав нижней атмосферы. Поскольку нашей целью является расчет продуктов фотолиза CO_2 , H_2O , HCl и SO_2 , то прежде всего надо знать концентрации этих компонент на высоте 50 км. Выбор положения нижней границы на 50 км вызван желанием дать возможно более полное описание всех фотохимических процессов в атмосфере, в том числе и процессов образования облачного слоя, но исключить термохимические реакции, которые могут играть важную роль в нижележащих слоях. Термохимия нижней тропосферы Венеры с привлечением последних данных наблюдений рассмотрена нами выше.

При задании условий на 50 км для CO_2 проблемы не возникает; для HCl известно относительное содержание $f_{\text{HCl}} = 6 \cdot 10^{-7}$ у верхней границы облаков [134]. Как показывает расчет, f_{HCl} медленно меняется с высотой. Поэтому указанное значение принято нами и на 50 км. По содержанию SO_2 результаты газовой хроматографии на "Венере-12" [156] и "Пионер-Венус" [157] согласуются, и $f_{\text{SO}_2} \approx 1,3 \cdot 10^{-4}$ в нижней атмосфере. Как убедимся в дальнейшем, рассматриваемая модель очень чувствительна к отношению $[\text{H}_2\text{O}]/[\text{SO}_2]$ на нижней границе (50 км). Поэтому мы примем $f_{\text{SO}_2} = 1,3 \cdot 10^{-4}$ на этом уровне и будем подбирать концентрации H_2O , чтобы достичь наилучшего соответствия с совокупностью экспериментальных данных.

Задав условия на нижней границе для основных компонент, мы должны теперь определить эти условия для продуктов фотолиза, т.е. для всех остальных компонент. Среди них есть устойчивые долго-

живущие молекулы, такие, как CO , O_2 , H_2 и др. Выше обсуждались вероятные концентрации этих компонент на основе данных "Венеры-11, 12" и "Пионер-Венус". С увеличением высоты оба эксперимента показывают рост \bar{f}_{CO} и близки к данным наземной спектроскопии $\bar{f}_{\text{CO}} = 5 \cdot 10^{-5}$ в облачном слое. Среднее значение мы приняли как граничное условие. Для других компонент экспериментальные данные либо отсутствуют, либо вызывают сомнение. С целью более объективного подхода к проблеме, мы решили не использовать полученных нами в § 5 концентраций этих компонент и выработать единый метод задания граничных условий для дочерних компонент — как устойчивых, так и химически активных атомов и радикалов типа O , OH , Cl , S , NO_2 , COCl и т.п.

Обычно граничные условия задаются в виде концентраций, потоков либо фотохимическим равновесием компонент (распространенный частный случай задания концентраций). Ни одна из этих форм не может быть применена ко всем рассматриваемым соединениям. Действительно, для активных веществ предпочтительнее фотохимическое равновесие, однако продукция на 50 км настолько мала, что более существен перенос сверху; для стабильных соединений — диффузионное равновесие и есть множество промежуточных случаев.

Мы решили проблему, предположив, что для каждой из дочерних компонент условия на высоте 50 км сохраняются вплоть до поверхности, где их концентрации приняты равными нулю. Тогда решение уравнения непрерывности с постоянными коэффициентами

$$n(h) = \frac{P}{L} + \frac{(P/L)(\lambda_2 + 1/H)e^{\lambda_2 h_0} - (\Phi_0/K + P/LH)}{(\lambda_1 + 1/H)e^{\lambda_1 h_0} - (\lambda_2 + 1/H)e^{\lambda_2 h_0}} e^{\lambda_1 h} + \\ + \frac{(P/L)(\lambda_1 + 1/H)e^{\lambda_1 h_0} - (\Phi_0/K + P/LH)}{(\lambda_2 + 1/H)e^{\lambda_2 h_0} - (\lambda_1 + 1/H)e^{\lambda_1 h_0}} e^{\lambda_2 h},$$

где $h_0 = 50$ км и Φ_0 — поток на 50 км, а параметры λ_1 и λ_2 определяются соотношением

$$\lambda_{1,2} = -\frac{1}{2H} \left(1 \pm \sqrt{1 + 4H^2 L/K} \right).$$

Рассмотрим решение на $h = 50$ км (ниже оно, вообще говоря, не имеет смысла). Здесь можно пренебречь членами $e^{\lambda_1 h_0}$ ввиду их малости и тогда

$$n(h_0) = \frac{P}{L} - 2 \left(\frac{\Phi_0 H}{K} + \frac{P}{L} \right) / \left(1 + \sqrt{1 + 4H^2 L/K} \right).$$

Легко видеть, что $4H^2L/K = 4\tau_m/\tau_c$, где τ_m и τ_c — время переноса и установления фотохимического равновесия.

Рассмотрим решение для двух крайних случаев: 1) преобладание переноса ($\tau_m/\tau_c \ll 1$), когда внутри области рождается много меньше частиц, чем притекает извне, $PH/\Phi_0 \ll 1$; 2) преобладание фотохимических процессов $\tau_m/\tau_c \gg 1$. В первом случае

$$n(h_0) = -\Phi_0 H / K,$$

что и должно быть; во втором случае

$$n(h_0) = \frac{P}{L} - \frac{\Phi_0}{\sqrt{KL}} \approx \frac{P}{L},$$

т.е. обычное условие фотохимического равновесия. Таким образом, принятые допущения и полученное решение для нижней границы содержат как частный случай и фотохимическое, и диффузионное равновесие, и все промежуточные случаи между ними.

Совершенно очевидно, что полученная форма граничных условий применима только для компонент, источником которых является часть атмосферы выше рассматриваемой границы, т.е. для продуктов фотохимических реакций.

На верхней границе (200 км) для всех компонент, кроме водорода, приняты условия диффузионного равновесия — равенство потоков нулю. Согласно § 2 гл. IV для атомов водорода на Венере помимо обычной, термической диссипации существует нетермическая диссипация, которая существенно превосходит первую. Дело в том, что часть атомов водорода образуется в ионосферных реакциях с большим избытком энергии. Из-за большой разницы в массах термализация этих атомов достигается после значительного числа столкновений с другими атомами. Поэтому нетермический поток водорода должен достигать значения $\sim 10^{7-8} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, которые мы будем использовать в качестве граничного условия.

Коэффициент турбулентного перемешивания. В рассматриваемой нами одномерной стационарной задаче существенна только вертикальная компонента турбулентного перемешивания. Теоретические и экспериментальные оценки этой величины и ее высотного профиля в атмосфере Венеры не очень надежны, и поэтому ее часто используют как параметр согласования. Зададим профиль K в полулогарифмическом масштабе в виде ломаной (рис. 133). Нижний участок ее на высотах 50 — 60 км соответствует минимальным значениям $K = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$. Выше 60 км мы приняли $K \sim n^{-1/2}$ согласно § 12 гл. III. Верхняя часть профиля K была принята константой, равной $4 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$. Этот ход $K(h)$ приблизительно соответствует полученному нами путем анализа распределению аэрозоля в надоблачной атмосфере Венеры [163] и близок к полученному фон Па-

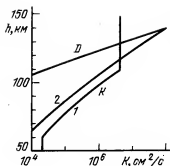


Рис. 133. Зависимость коэффициента турбулентного перемешивания K от высоты: 1 – принятая в расчете, 2 – заимствованная из [180], D – коэффициент молекулярной диффузии.

ном и др. [180]; ниже 115 км скорость переноса у нас несколько больше, чем по [180], выше 115 км вплоть до турбопаузы – меньше. Турбопауза в нашем случае расположена на 128 км или на 10 км ниже, чем по оценкам [180]. Обоснование выбора $K(h)$ будет дано при обсуждении результатов расчета модели.

Методика численного решения. При описании граничных условий использовались уравнения непрерывности, соответствующие стационарной одномерной задаче распределения малой компоненты по высоте. При наличии конденсации к величине потока добавляется член $-n_i V_i$, где V_i – скорость падения частицы конденсата по Стоксу.

Для нахождения распределения нескольких компонент необходимо решить систему из k уравнений, где k – полное число компонент. Такая задача обладает рядом специфических особенностей, затрудняющих ее численное решение [288 – 290]. Во-первых, зависимость коэффициента диффузии от высоты приводит к тому, что характерные времена диффузии $\tau_m = H^2/K$ или $\tau_D = H^2/D$ различаются на несколько порядков в рассматриваемой области. Другой существенной особенностью рассматриваемой задачи является сильная зависимость фотохимического времени жизни компоненты $\tau_{c_i} = 1/L_i$ от высоты и большая разница τ_{c_i} для различных компонент. Еще больший интервал изменений имеет отношение фотохимического времени жизни и времени переноса. Кроме того, компоненты с малым временем жизни могут рождать компоненту с большим временем жизни со скоростями много меньшими, чем скорости их гибели, т.е. выполняется неравенство $P/\sum n_i \ll \min_i L_i$, где P – скорость рождения

долгоживущей компоненты, а $\min_i L_i$ – минимальная скорость ги-

бели среди ряда рассматриваемых компонент с малым временем жизни, $\sum n_i$ – полная концентрация компонент с малым временем жизни.

Под долгоживущей компонентой подразумевается компонента, для которой $\tau_m, \tau_D \ll \tau_c$, а компонента с малым временем жизни та, для которой выполняется неравенство $\tau_c \ll \tau_m, \tau_D$. Это свойство приводит к тому, что "быстрые" компоненты образуют "квазизамкнутую" систему с малыми потерями на рождение "медленной" компоненты или компонент.

В настоящей работе использовалась следующая методика. Дифференциальные уравнения для каждой компоненты заменялись разностными так, чтобы обеспечить консервативность диффузионного оператора [291].

Чтобы устранить "квазизамкнутость" ряда компонент, к системе уравнений непрерывности были добавлены уравнения, являющиеся их линейными комбинациями. Линейная комбинация описывает процесс обмена между компонентами, вошедшими в нее, и остальными компонентами, и имеет характерное время, определяемое этим "внешним" по отношению к вошедшим в соотношение компонентам обменом. Эти добавочные уравнения выражают связь "быстрых" компонент, рассматриваемых как целое, и "медленных" компонент.

Были добавлены уравнения, полученные сложением умноженных на соответствующие коэффициенты уравнений для следующих компонент:

- 1) CO, COCl, COCl₂.
- 2) H, 2H₂.
- 3) Cl, ClO, ClO₂, 2Cl₂, COCl.
- 4) O, 2O₂, 3O₃, O(⁴D), 2NO₂, 2H₂O₂, ClO, 2ClO₂.
- 5) H, OH, NO₂, 2H₂O₂, HSO₃, 2Cl₂, COCl, Cl, ClO, ClO₂.
- 6) HCl, Cl, ClO, ClO₂, 2Cl₂, COCl, 2COCl₂.
- 7) S, SO, SO₂, 2S₂, ³S₂.
- 8) H, OH, NO₂, 2H₂O₂, 2H₂, HCl, HSO₃.

В отличие от работ [246, 289, 290], где вводилась некоторая функция, равная сумме умноженных на соответствующие коэффициенты концентраций, в настоящей работе этого сделать невозможно, и возникает необходимость решать переопределенную систему, в которой число искомых компонент меньше числа уравнений, а уравнения являются формально зависимыми. Невозможность введения суммарной концентрации обусловлена тем, что мы учитывали, с одной стороны, влияние молекулярной диффузии на поток, а с другой — рассматривали конденсированные компоненты со свойственным им своим потоком. То, что для различных компонент связь между потоком и концентрацией выражается различным образом, делает введение суммарной концентрации невозможным.

Полученная система нелинейных разностных уравнений решалась итерациями (методы последовательных приближений). Если считать, что функции P_i и L_i определяются значениями компонент предыду-

шего приближения, то разностные аналоги уравнений непрерывности становятся независимыми и могут быть решены по отдельности. Для решения использовался метод потоковой прогонки. В [291] было показано, что этот метод позволяет находить решение в случае любого реально возможного разброса как времен диффузии, так и отношения времени диффузии к времени жизни рассматриваемой химической компоненты.

Найденное для всех компонент приближение корректировалось, чтобы удовлетворить добавленным уравнениям, причем для каждого добавленного уравнения корректировались концентрации только тех компонент, потоки для которых входили в него.

Для обеспечения устойчивости алгоритма к начальным условиям искусственно обеспечивалось отличие предыдущего приближения от последующего не более чем в 1,5 раза.

§ 9. Результаты расчета состава атмосферы на 50 - 200 км

Верхняя атмосфера. Переходим теперь к обсуждению результатов расчета модели состава. Вертикальные профили концентраций нейтральных компонент верхней атмосферы Венеры показаны на рис. 134. Сравним их с результатами наблюдений. Прямые измерения состава верхней атмосферы были выполнены с помощью масс-спектрометра на спутнике "Пионер-Венус". Наш расчет выполнен для $T = 285$ К, поэтому целесообразно сравнивать эти результаты на 150 км, где $[CO_2] = 1,1 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$, $[O] = 6,6 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ и $[CO] = 2,4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$, с нашими вычислениями для 158 км, где $[CO_2] = 1,2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$, $[O] = 7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ и $[CO] = 1,8 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$.

В целом наблюдается хорошее согласие. Измерения ионного состава с помощью масс-спектрометров на спутнике и несущем модуле "Пионер-Венус" и с помощью метода задерживающих потенциалов показывают присутствие больших количеств ионов O^+ , что связано с большим относительным содержанием атомного кислорода. Модель нейтрального состава, соответствующая измеренному ионному составу, имеет $[CO_2] = 10^7 \text{ см}^{-3}$ и $[O] = 10^8 \text{ см}^{-3}$ на $h = 200$ км.

[292]. Эта пропорция хорошо согласуется с данными нашего расчета на $h = 190$ км (разница в высоте вызвана зависимостью T_∞ от местного времени). Измерения свечения $O I \ 1304 \text{ Å}$ на "Пионер-Венус" согласуются с моделью, в которой $T_\infty = 275$ К и $[O]/[CO_2] = 4\%$ на 140 км; в нашем расчете это значение достигается на 135 км.

Таким образом, в целом существует хорошее согласие между рассчитанными и измеренными величинами f_0 . Это отношение определяется главным образом величиной коэффициента турбулентного

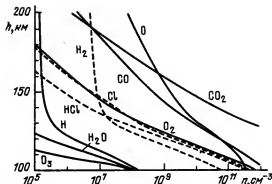


Рис. 134. Модель состава верхней атмосферы. Для штриховых линий концентрации в 10^3 раз меньше приведенных.

перемешивания K . С увеличением K ускоряется перенос атомного кислорода в нижнюю атмосферу, где он исчезает в химических реакциях. Использованное в расчете $K = 4 \cdot 10^6$ см²/с близко к величине, принятой Зе и Мак-Элроем [246] — $6 \cdot 10^6$ см²/с.

Мы не можем оценить суточных вариаций компонент верхней атмосферы, используя их времена жизни и вертикального переноса, поскольку существует очень интенсивный горизонтальный перенос с дневной стороны планеты на ночную. Этот перенос может быть рассчитан только в двух- и трехмерных моделях.

Расчет дает также содержание малых компонент верхней атмосферы (O_2 , HCl , Cl , H). Их измерение связано со значительными трудностями; наилучшие возможности обнаружения имеет Cl по резонансной линии 1336 \AA . Его другая резонансная линия 1351 \AA очень близка к мультиплету кислорода 1356 \AA . Попытка обнаружить H_2 в экзосфере Марса была предпринята Мусом [293]. Усреднив 2500 спектров "Маринера-9", полученных на $300 \div 800$ км, где эмиссии газов очень малы, он получил предел $1,5$ рэля для полосы $(6,13) 1608 \text{ \AA}$ системы $H_2(B^1\Sigma_n^+ - X\Sigma_g^+)$, флуоресценция которой возникает при возбуждении излучением $L_p 1026 \text{ \AA}$. Этот предел соответствует $[H_2] \approx 3 \cdot 10^5$ см⁻³ у основания экзосферы, т.е. превышает вычисленные нами значения.

В верхней атмосфере Венеры обнаружены также газы N_2 , N , He и Ar (см. § 10 гл. II), имеются данные по NO и C .

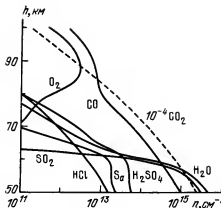


Рис. 135.

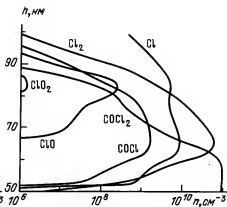


Рис. 136.

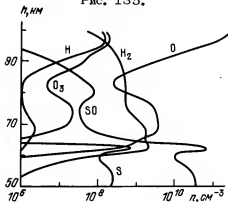


Рис. 137.

Рис. 135. Модель состава атмосферы на 50 – 100 км (наиболее обильные компоненты). Концентрации S_8 и H_2SO_4 даны для аэрозольной фазы.

Рис. 136. Соединения хлора на 50 – 100 км.

Рис. 137. Модель состава атмосферы на 50 – 100 км (продолжение).

Равновесие CO_2 и CO . На высотах 50÷100 км протекают важнейшие химические реакции, определяющие состав и строение всей атмосферы и образование облачного слоя. Результаты расчета модели состава для этой области высот приведены на рис. 135, где показаны наиболее важные стабильные компоненты, присутствующие в относительных концентрациях порядка $10^{-6} \div 10^{-4}$. По ним имеются наблюдательные данные, полученные как в результате спектроскопии облачного слоя, так и прямыми методами химического анализа на спускаемых аппаратах.

На рис. 136 дано распределение по высоте соединений хлора, а на рис. 137, 138 – других малых компонент. Рассмотрим прежде всего равновесие CO_2 и CO . Фотолиз CO_2 происходит в значительном интервале высот, включая верхнюю атмосферу. Ввиду малой плотности верхней атмосферы и наличия достаточно интенсивного перемешивания, реакции тройных столкновений, связывающие атомный кислород, происходят только у ее основания и в нижележащих

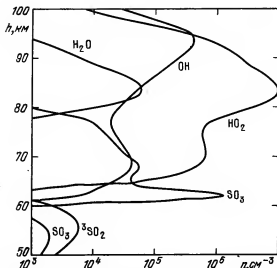


Рис. 138. Модель состава атмосферы на 50 – 100 км (продолжение).

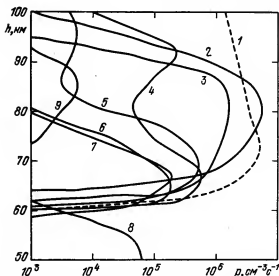
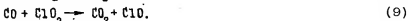
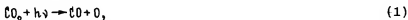


Рис. 139. Реакции разрушения (кривая 1) и образования (кривые 2–9) CO_2 (нумерация реакций указана в тексте).

слоях. Нетрудно убедиться, что ниже гомопазузы $[\text{CO}] \approx [\text{O}] + 2[\text{O}_2]$, откуда следует, что основным источником CO в термосфере является фотолиз CO_2 , а не перенос из нижней атмосферы. Отклонения от этого соотношения начинаются ниже 90 км (см. рис. 135), где протекают основные химические реакции, которые уничтожают боль-

шую часть образовавшейся в верхней атмосфере окиси углерода. Излом профиля CO на 80–90 км разделяет области, в которых доминирует фотолитическое образование CO и перенос из нижней атмосферы. Процессы, связывающие CO с атомным и молекулярным кислородом, протекают в основном на высотах 55–90 км с помощью описанных ранее каталитических циклов. На рис. 139 показаны высотные зависимости скоростей образования CO_2 в этих циклах:



Полная скорость фотолиза CO_2 равна $1,3 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ для низких и средних широт. Важнейшую роль играет цикл с участием хлоркарбонила COCl и O_2 (реакция 2), который дает 60% всех образующихся молекул CO_2 ; 25% дает цикл с участием ClO (реакция 3), 5,5% – водородный цикл (реакция 4) и 4% – реакция $\text{COCl} + \text{O}$ (5). Вклад реакций (6) – (9) оказался несущественным (в сумме ~ 3%). Около 2% образовавшейся в верхней атмосфере окиси углерода поступает в нижнюю тропосферу, где она превращается в CO_2 в реакции с SO_3 . Полученные оценки справедливы, безусловно, при принятых значениях констант реакций.

На высотах 50 – 70 км относительное содержание CO постоянно, поэтому спектроскопическая оценка $f_{\text{CO}} = 5 \cdot 10^{-5}$ [132] в верхней части облачного слоя должна соблюдаться и у нижней его границы. Полный избыток CO на высотах более 80 км составляет $0,8 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-2}$. При средней дневной скорости фотолиза CO_2 $2,6 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ он должен накапливаться за 4 суток. Так как здесь режим четырех-

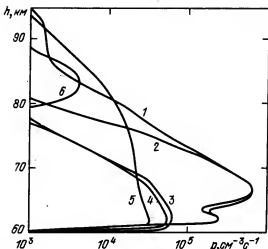


Рис. 140. Реакции образования и разрушения HCl (нумерация реакций указана в тексте).

суточного вращения атмосферы, по-видимому, прекращается, то этот избыток должен быть максимальным в подсолнечной области и отсутствовать на ночной стороне планеты. Однако ночью должен быть поток вниз воздушных масс из верхней атмосферы, которые обогащены CO и другими легкими компонентами, и ночные концентрации CO выше 80 км будут зависеть от того, какой из этих конкурирующих процессов окажется важнее.

Хлористый водород. В соответствии с результатами спектроскопических наблюдений [134], мы приняли $f_{\text{HCl}} = 6 \cdot 10^{-7}$ на нижней границе, поскольку относительное содержание HCl весьма постоянно на высотах 50 – 100 км. На рис. 140 показаны основные процессы образования и гибели HCl:

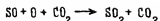


Их полная скорость равна $4,5 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ в вертикальном столбе. Главную роль в равновесии HCl играют реакции (1) и (2). Из постоянства \dot{f}_{HCl} можно было бы заключить, что процессы перемешивания протекают быстрее химических реакций с участием HCl во всем интервале высот $50 \div 100$ км. Однако это не так: на $h = 65$ км фотохимическое время равновесия в 3 раза меньше, чем время перемешивания. Несмотря на это, отклонения \dot{f}_{HCl} от постоянного значения не наблюдается, что объясняется очень близкой формой суммарных профилей процессов гибели и рождения HCl . Большая величина времени равновесия (около земного месяца на 65 км и еще больше на других высотах) говорит о том, что причиной локальных вариаций HCl , если они действительно имеют место, может быть только изменение условий в нижней тропосфере.

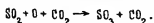
Сера и двуокись серы. Источником сернистых соединений в рассматриваемой области атмосферы является двуокись серы SO_2 . Как отмечалось выше, ее содержание на 50 км принято равным $\dot{f}_{\text{SO}_2} = 1,3 \cdot 10^{-4}$ в соответствии с данными газовой хроматографии в нижней тропосфере. Спектроскопия полос SO_2 на спутнике "Пионер-Венус" показывает, что содержание SO_2 на $h = 70$ км равно 10^{11} см^{-3} и шкала высот $H_{\text{SO}_2} = 1$ км. Интерпретация наземных наблюдений полос SO_2 дает $[\text{SO}_2] = 10^{11} \tau^5$ при $\tau < 3$, где τ — оптическая толщина атмосферы и облачного слоя на $\lambda \approx 0,32$ мкм. Так как при $\tau < 3$ ($h < 64$ км) $\tau \approx \exp(68 - h)/H_\tau$, где шкала высот $H_\tau = 4,5$ км (см. § 6 гл. III), то $H_{\text{SO}_2} = 0,9$ км и $[\text{SO}_2] = 10^{11}$ на $h = 68$ км.

Уничтожение SO_2 происходит в результате фотолиза при $\lambda < 2180 \text{ Å}$; с учетом пропускания атмосферы из CO_2 на высотах $60 \div 70$ км при $z_\odot = 60^\circ$ поток солнечного излучения в этой области спектра равен $6,5 \cdot 10^{13} \text{ квант/см}^2 \cdot \text{с}$. При глобальном усреднении полная скорость фотолиза SO_2 равна $3,25 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. в 2,5 раза больше фотолиза CO_2 . При небольших величинах коэффициента турбулентного перемешивания K фотолиз идет в очень тонком слое на высоте, где оптическая толщина $\tau = G[\text{SO}_2]H_{\text{SO}_2} \approx 1$; при $G \approx 10^{-18} \text{ см}^2$ и $H_{\text{SO}_2} \approx 10^5 \text{ см}$ получаем $[\text{SO}_2] \approx 10^{13} \text{ см}^{-3}$.

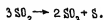
Обратный процесс



приводит к снижению "квантового выхода" SO_3 :



Чем меньше K , тем уже слой фотоллиза и меньше выход SO_3 . В нашем случае при $K = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ полная продукция SO_3 равна $2,2 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Приток свободного кислорода, возникшего при диссоциации CO_2 , на два порядка величины меньше, и им можно пренебречь. Поэтому кислород, необходимый для превращения SO_2 в SO_3 , берется от других молекул SO_2 , которые превращаются в серу. В итоге получается



Часть атомов S окисляется опять в SO и SO_2 , но в конечном итоге продукция аэрозольных частиц серной кислоты и серы приблизительно определяется этим соотношением. При образовании капель серной кислоты SO_3 присоединяет в среднем две молекулы H_2O , поэтому весовое отношение серной кислоты к сере $\sim 7,5$. Поток выпадающих вниз частиц серы, выраженный числом атомов равен $1,1 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. половине от потока H_2SO_4 . Таким образом, твердая сера должна быть относительно малой компонентой облачного слоя Венеры. Это исключает модели облачного слоя, в которых сера превышает серную кислоту либо присутствует в сопоставимых количествах [294, 295]. Кроме того, сера может реагировать с соединениями хлора, образуя летучие компоненты и тем самым уменьшая количество аэрозоля. Этот класс реакций не рассматривается в нашем расчете.

Рассчитанный профиль плотности аэрозольной серы показан на рис. 135. Он имеет почти постоянную плотность 10^{-9} г/см^3 на высотах среднего слоя облаков ($51 \div 58 \text{ км}$). Эта плотность соответствует $\sim 15\%$ всей аэрозоля с размерами $r \approx 4 \text{ мкм}$ (третья мода). Полученное в модели количество серы соответствует плотности ее насыщенного пара [286] на $h = 51 \text{ км}$, где $T = 330 \text{ К}$. Следовательно, здесь вся сера переходит в газовую фазу. Эта высота как раз соответствует нижней границе среднего слоя облаков. Поскольку на этой границе не происходит изменения мелкодисперсной фракции облаков (мода 1 [148]), то, по всей вероятности, сера должна быть в составе третьей моды. Тем самым подтверждается наше исходное предположение о размере частиц серы.

На рис. 135 показана также зависимость $[SO_2]$ от высоты. Выше 55 км содержание SO_2 очень резко уменьшается, что вообще говоря, согласуется с интерпретацией спектроскопических наблюдений [167, 170]. Однако значение 10^{13} см^{-3} достигается на 61 км, а не на 64 км, как следует из данных наблюдений. Приближенный профиль SO_2 может быть получен из следующих соображений. Гибель SO_2 происходит в очень тонком слое, и вплоть до этого слоя поток SO_2 должен быть постоянен и равен $\Phi_0 = 3,3 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, причем

$$\Phi_0 = -K \left[\frac{dn}{dh} + \frac{n}{H} \right] = -K [CO_2] \frac{df}{dh},$$

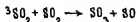
откуда $f(h) = f_0 - \frac{\Phi_0 H}{K [CO_2]_0} (e^{h/H} - 1)$. Высота, на которой $f/f_0 \rightarrow 0$, равна (при отсчете от нижней границы)

$$Z_{\max} = H \ln (Kn_0 / \Phi_0 H + 1).$$

Она должна соответствовать высоте слоя, где идет фотолиз, т.е. уровню $n = 10^{13} \text{ см}^{-3}$; это значение много меньше $n_0 = 3,5 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-3}$ и соответствует условию $f/f_0 \rightarrow 0$. Шкала высот атмосферы на $50 \div 60 \text{ км}$ $H \approx 8 \text{ км}$, и при $K = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ получаем $Z_{\max} = 60,4 \text{ км}$ в согласии с численным расчетом. Чтобы получить $Z_{\max} = 64 \text{ км}$, следует взять $K = 3,5 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$; для согласования с данными [167] требуется $K = 5 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Как убедимся ниже, при этом расчетное количество серной кислоты становится больше допустимого.

Дополнительным источником аэрозоля из серной кислоты и серы является возбуждение 3SO_2 , которое в основном происходит на высотах среднего облачного слоя ($51 \div 58 \text{ км}$) и вызывается главным образом излучением $3300 \div 4000 \text{ \AA}$. Поток квантов в этой области спектра очень велик $\sim 7 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, с учетом глобального усреднения. В нашей расчетной схеме поглощается с возбуждением 3SO_2 около половины этого потока. На самом деле эта доля меньше из-за отражения света ($\sim 50\%$) и поглощения другими поглотителями, не учтенными в расчете. Почти все молекулы 3SO_2 гасятся при столкновении с CO_2 ; деактивация излучением происходит для числа мо-

лекул, равного $5 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, а полная скорость процесса



составляет $4 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. $\sim 20\%$ всей продукции серной кислоты и серы. Это число несколько завышено, и роль этого источника незначительна.

Из-за резкого уменьшения содержания SO_2 на высоте $55 \div 62 \text{ км}$ двуокись серы становится спектроскопически необнаружимой при углах фазы более 90° [165]. С увеличением угла фазы возрастает роль верхних частей облачного слоя в отраженном излучении, в которых содержание SO_2 ничтожно мало.

Вода и серная кислота. Как упоминалось ранее, при подборе решения, наилучшим образом удовлетворяющего экспериментальным данным, мы изменяли относительное содержание паров воды на нижней границе. При этом весьма малые вариации H_2O на $h = 50 \text{ км}$ приводили к существенным изменениям содержания H_2O , H и других продуктов фотолиза H_2O в надоблачной атмосфере. Согласно наземным спектроскопическим наблюдениям, $f_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-6} \div 10^{-5}$ на $62 \div 64 \text{ км}$ [133]. Чтобы получить расчетные значения в этом интервале, надо принять $f_{\text{H}_2\text{O}} = 1,9 \cdot 10^{-4}$ на $h = 50 \text{ км}$.

Полученная величина отлично согласуется с результатами спектроскопических определений $f_{\text{H}_2\text{O}}$ на спускаемых аппаратах "Венера" [146, 154, 156]; она не противоречит данным первого газохроматографического анализа на "Пионер-Венус" [157], выполненного на высоте 54 км и давшего $f_{\text{H}_2\text{O}} < 6 \cdot 10^{-4}$.

Итак, в атмосфере Венеры на высотах от 50 до 62 км происходит резкое уменьшение относительного содержания воды от $2 \cdot 10^{-4}$ до 10^{-6} . Еще более значительное уменьшение $f_{\text{H}_2\text{O}}$ наблюдается в тропосфере Земли ($f_{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^{-2}$ у поверхности и 10^{-6} в тропосфере на $10 - 12 \text{ км}$). В земной тропосфере это вызвано большим понижением температуры и конденсацией водяного пара. На Венере в рассматриваемой области высот конденсация происходит не может. Основной причиной, вызывающей уменьшение $f_{\text{H}_2\text{O}}$, является фотохимическое образование серной кислоты. Капли серной

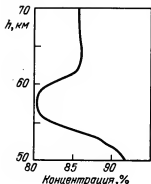


Рис. 141. Зависимость концентрации раствора серной кислоты в аэрозоле от высоты.

кислоты находятся в фазовом равновесии с водяным паром, т.е. при заданном количестве H_2O и H_2SO_4 однозначно определяется концентрация раствора серной кислоты и давление водяного пара над раствором [176].

На рис. 135 показано содержание серной кислоты в аэрозольной фазе, полученное для радиуса капель ее раствора $r = 1$ мкм выше 65 км, $r = 4$ мкм ниже

60 км и при линейном изменении в области 60 – 65 км. Такая зависимость $\chi(h)$ грубо описывает результаты наземных поляризметрических наблюдений [119] и измерения размеров и числа частиц на "Пионер-Венус" [148], если принять, что серная кислота либо продукты ее взаимодействия с другими компонентами атмосферы (этот класс реакций мы здесь не рассматриваем) составляет полностью либо частично не только вторую, но и третью моду распределения.

Согласно расчету, плотность аэрозоля выше 60 км убывает со шкалой высот ~ 4 км, ниже остается примерно на постоянном уровне. Похожую зависимость дают прямые измерения на аппаратах "Венера" и "Пионер-Венус" в верхнем и среднем слое облаков. Оптическая толщина $\tau = 1$ достигается, согласно расчету, на 72 км; наблюдения дают высоту $\tau = 1$ на ≈ 68 км. Полная оптическая толщина верхнего и среднего слоев равна 20 в хорошем соответствии с наблюдательными данными.

На рис. 141 приведена рассчитанная концентрация раствора серной кислоты в аэрозольной фазе. Она в среднем близка к 85% в согласии с наблюдениями [129] и соответствует моногидрату $H_2SO_4 \cdot H_2O$.

Как отмечалось, при этом в верхнем слое облаков частицы серной кислоты должны быть твердыми, что противоречит поляризметрическим наблюдениям [119]. Возможно, здесь происходит переохлаждение либо отверждение без кристаллизации.

Таким образом, можно говорить об удовлетворительном совпадении результатов расчета и наблюдений, если допустить, что крупные частицы в среднем слое облаков состоят из серной кислоты либо ее продуктов. Поскольку это допущение не является очевидным, то рассмотрим проблему более детально.

Факт резкого уменьшения f_{H_2O} на высотах $50 \div 65$ км можно считать надежно установленным экспериментально. Возникающий при этом поток водяного пара вверх должен быть компенсирован потоком вниз какой-либо компоненты, связывающей воду. Согласно пред-

ложенной схеме фотохимических процессов, этой компонентой должна быть серная кислота. Тогда $\Phi_{\text{H}_2\text{O}} + 2\Phi_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 0$.

Поток водяного пара:

$$\Phi_{\text{H}_2\text{O}} = -K [\text{CO}_2] \frac{df_{\text{H}_2\text{O}}}{dz}.$$

Двойка определяется числом молекул воды, связанных в моногидрате $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$; поток серной кислоты

$$\Phi_{\text{H}_2\text{SO}_4} = -K \left[\frac{dn}{dz} + \frac{n}{H} \right] - nV,$$

где $V = \frac{2}{9} \rho g r^2 / \eta$ — скорость падения частиц (формула Стокса; ρ — плотность материала, g — ускорение силы тяжести, η — вязкость атмосферы). Расчет показывает, что число молекул H_2SO_4 в единице объема n слабо зависит от высоты на $n = 50 \div 60$ км. Поэтому в выражении для $\Phi_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ можно пренебречь членом $\frac{dn}{dz}$. Тогда

$$n \approx -\frac{1}{2} [\text{CO}_2] \frac{df_{\text{H}_2\text{O}}}{dz} / \left(\frac{V}{K} + \frac{1}{H} \right).$$

Если серная кислота и ее продукты присутствуют только в виде частиц $r \approx 1$ мкм (вторая мода по данным спектрометра частиц на "Пионер-Венус"), то их масса в единичном объеме равна $M = 10^{-9}$ г/см³ согласно [148], т.е. $n = 5 \cdot 10^{12}$ см⁻³. Это возможно при $K \approx 100$ см²·с⁻¹. Такие значения коэффициента турбулентного перемешивания мало вероятны. Они привели бы к обрыву профиля SO_2 непосредственно у нижней границы, а не на высоте 64 км, что дают наблюдения (наш расчет дает 61 км — см. предыдущий раздел). Если же серная кислота и ее продукты содержатся и в третьей моде распределения частиц с $r \approx 4$ мкм, то при принятом значении $K = 2 \cdot 10^4$ см²·с⁻¹ на 50 ÷ 60 км получаем $n = 5 \cdot 10^{13}$ см⁻³ или $M \approx 10^{-8}$ г/см³, что согласует расчет (см. рис. 135) и измерения спектрометра частиц, в предположении сферических частиц третьей моды в среднем слое облаков.

Как отмечалось ранее, чтобы получить профиль SO_2 , соответствующий спектроскопическим наблюдениям, требуется $K =$

$= (3,5 \div 5) \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. При этом количество серной кислоты возрастает в два раза и будет превышать полное количество аэрозоля в среднем слое облаков. Поэтому, задавая K на 50–60 км, мы должны были неизбежно получить некоторое расхождение с одной из двух величин – либо высотой излома профиля O_2 , либо содержанием аэрозоля.

Так как в верхней части облачного слоя происходит фотохимическое преобразование каждых трех молекул SO_2 в две молекулы $H_2SO_4 \cdot H_2O$ и один атом свободной серы, то потоки и концентрации SO_2 и H_2O до уровня излома должны иметь отношение 3 : 4. Те или иные отклонения в этом отношении связаны с пропорцией H_2SO_4 и H_2O в каплях серной кислоты. Так как примерно также относятся SO_2 и H_2O по данным измерений ([156, 157] для SO_2 и [146] для H_2O), то отсюда следует, что другие возможные процессы связывания воды, не рассмотренные нами, должны играть второстепенную роль.

Если третья мода частиц ($r \approx 4$ мкм) в среднем облачном слое состоит из серной кислоты и ее продуктов, как это следует из нашего расчета, то эта же мода в нижнем облачном слое может иметь иную природу. Этот вывод возникает из нефелометрических наблюдений на четырех зондах "Пионер-Венус" [160], которые указывают на однородную структуру среднего облачного слоя, связанную с его фотохимическим происхождением, и на сильную изменчивость нижнего слоя, предполагающую возможность его возникновения путем конденсации материала, поступающего снизу.

Время перемешивания в облачном слое равно примерно половине земного года, время оседания частиц $r = 4$ мкм – около земного месяца. Это значительно больше времени зональной циркуляции (четверо суток), и поэтому суточные вариации плотности среднего слоя облаков должны быть малы. В верхней части облачного слоя время жизни SO_2 относительно фотоллиза резко уменьшается и доходит до 2 ч на 62 км днем, поэтому концентрации SO_2 и H_2O будут сильно возрастать ночью на высотах верхнего слоя облаков.

Молекулярный кислород. На рис. 142 показаны основные реакции разрушения и образования O_2 :



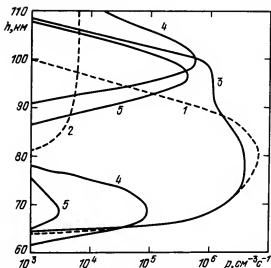


Рис. 142. Реакции разрушения и образования O_2 (нумерация реакций указана в тексте).

На высотах $90 \div 98$ км количество O_2 в атмосфере (см. рис. 135) вдвое меньше, чем CO . Отсюда следует, что выше 90 км O_2 возникает в результате фотолиза CO_2 и почти все атомы кислорода, образовавшиеся выше 90 км, успевают объединиться в молекулы O_2 . Ниже 90 км начинается быстрое уничтожение O_2 при реакции с $COCl$. Это единственная важная реакция уничтожения O_2 в нашей схеме процессов. При $h < 90$ км заметная часть атомного кислорода соединяется с CO , не успев образовать молекулы O_2 , и поэтому полная скорость процесса (1) меньше полной скорости фотолиза CO_2 ($\approx 60\%$). Основной вклад (90%) в образование O_2 дает хлорный цикл (3), далее идет реакция тройных столкновений (4) (6%) и водородный цикл (5) (4%). Молекулярный кислород образует слой толщиной 13 км на высоте 88 км, полное содержание O_2 в котором равно $3,7 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-2}$. Это несколько меньше спектроскопического предела $5 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-2}$ [136].

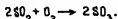
На рис. 142 видно, что в слое O_2 не происходит его уничтожения. Поэтому количество O_2 обратно пропорционально скорости перемешивания, и мы не можем уменьшить величину K , не выходя за рамки спектроскопического предела O_2 .

В модели Зе и Мак-Элроя [246] процессы образования O_2 те же, что и в нашей схеме, однако гибель O_2 происходит главным образом через образование и фотолиз H_2O_2 . Присутствие соединений серы очень сильно уменьшает роль этого цикла, и уничтожение O_2 идет при взаимодействии с $COCl$. Если исключить эту реакцию, то возникнут значительные количества O_2 вплоть до высот ≈ 62 км, где возможно разложение O_2 в реакции



Количество O_2 превысит в этом случае спектроскопический предел, увеличится поток CO в подоблачную атмосферу и сильно сократится количество аэрозольной серы.

Расчет показывает, что надоблачная атмосфера не может быть источником молекулярного кислорода в облачном слое, который обнаружен в газохроматографическом эксперименте на "Пионер-Венус" в количестве $\sim 4 \cdot 10^{-5}$ [157]. Если предположить существование таких концентраций O_2 на нижней границе, то высотный профиль O_2 будет подобен профилям SO_2 и H_2O . На уровне слоя фотолиза SO_2 атомы S будут быстро реагировать с O_2 и резко уменьшать его содержание. Итог этой последовательности реакций будет



Так как $f_{O_2} < \frac{1}{2} f_{SO_2}$ на 50 км, то будет иметь место фотохимическое образование аэрозольной серы, хотя и в меньших количествах. Спектроскопический предел содержания O_2 не будет превышен. Выпадение частиц серной кислоты, содержащих избыток кислорода по сравнению с SO_2 , будет компенсировать поток O_2 вверх. Но если свободный кислород существует в атмосфере в виде слоя на высотах 40 – 55 км, то он должен существовать в слабосвязанной форме в нижележащей атмосфере и в том же относительном содержании. Здесь возникает сразу две трудности: во-первых, мало вероятно, чтобы какая-либо компонента, имеющая $f \approx 5 \cdot 10^{-5}$, осталась не обнаруженной в нижней тропосфере; во-вторых, эта компонента должна реагировать с CO и необратимо исчезать. Поэтому мы не видим объяснения измерениям O_2 в облачном слое [157] и не использовали их в нашей задаче.

Химически активные соединения водорода и хлора. Соединения водорода и хлора можно разбить на две группы. В пер-

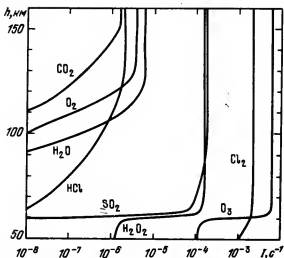


Рис. 143. Скорости фотолиза различных соединений в атмосфере Венеры.

вую входят H_2O , H_2 и HCl , которые представляют собой прочные и химически неактивные молекулы, почти не участвующие в химических реакциях, несмотря на относительно высокие концентрации. Другую группу образуют химически активные компоненты, способные к быстрым взаимным превращениям: H , OH , HO_2 , Cl , ClO , ClO_2 , COCl , COCl_2 . В нее мы также относим H_2O_2 и Cl_2 , имеющие большую скорость фотолиза (рис. 143).

Активные соединения водорода и хлора (обозначим их H^* и Cl^*) являются катализаторами в процессах образования CO_2 и O_2 .

Их роль была рассмотрена нами выше, рассчитанные концентрации приведены на рис. 136 – 138. На рис. 144 представлены основные реакции образования и гибели этих компонент:



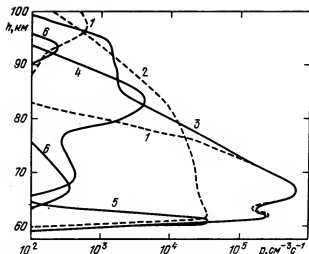


Рис. 144. Реакции образования и разрушения активных форм хлора и водорода (нумерация реакций указана в тексте).

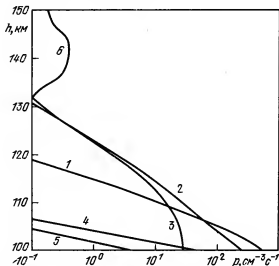
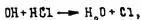


Рис. 145. Образование и уничтожение атомного водорода в верхней атмосфере (нумерация реакций указана в тексте).

Основными реакциями образования H и Cl на высотах $50 \div 100$ км являются процессы (1) и (2). Сток H и Cl здесь протекает через процессы (3) и (4).

Интересно отметить, что хотя во всех перечисленных процессах возникают и гибнут равные количества H и Cl , концентрации

$[H^*] \ll [Cl^*]$. Причиной тому является реакция



в которой H^* гибнет, а Cl^* появляется. Поэтому избыток Cl^* в количестве, равном удвоенной скорости этого процесса в вертикальном столбе, переносится в виде $COCl_2$ в нижнюю тропосферу, где при высокой температуре будет идти обратный процесс



Поток $COCl_2$ равен $2,4 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Ниже 95 км устанавливается фотохимическое равновесие H^* , при котором суммарные скорости реакций образования и уничтожения равны. На рис. 143 показаны следующие реакции образования и уничтожения H :



Выше 100 км существуют только процессы образования H , и сток образующихся атомов H происходит либо путем переноса в нижележащие слои, либо за счет нетермической диссипации водорода.

Поток нетермической диссипации принят равным $10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ в соответствии с расчетом Кьюмара и др. [243].

Как отмечалось в § 2, расчеты [247а] содержания H_2 и H в термосфере Венеры, основанные на данных "Пионер-Венус" по концентрациям ионов H^+ и H_2^+ и по свечению 1216 Å , указывают на присутствие больших количеств водорода $[H_2] = 10^5 \text{ см}^{-3}$ на 200 км и дают поток нетермической диссипации $\Phi_H = 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Для обеспечения таких количеств водорода в верхней атмосфере необходимо присутствие того или иного водородосодержащего газа с относительным содержанием $\approx 10^{-5}$. Эти результаты были опубликованы после нашей работы и не отражены в ней. Неудивительно, что расчетные концентрации H_2 оказались у нас на порядок величины меньше. Впрочем, и сейчас проблема присутствия сравнительно больших количеств водородосодержащих газов в нижней атмосфере пред-

ставляется трудно разрешимой и требует дальнейшей экспериментальной и теоретической проработки. Поток водорода вниз достигает максимума на 96 км, где он равен $4,7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Граница разделения потоков, на которой $\Phi_H = 0$, расположена на 115 км.

При $h \geq 115 \text{ км}$ H_2O дает примерно вдвое больший вклад в образование атомного водорода, чем HCl . Количество H_2O , попадающее в верхнюю атмосферу, весьма чувствительно к малым изменениям принятых значений $[\text{H}_2\text{O}]$ на 50 км и к выбору константы реакции между частицами серы и атомным кислородом (реакция 83), так как на высоте $70 \div 80 \text{ км}$ эта реакция в конечном итоге ведет к образованию серной кислоты с поглощением H_2O . Концентрации атомного водорода на $100 \div 125 \text{ км}$, где можно пренебречь молекулярной диффузией и процессами уничтожения H , могут быть рассчитаны путем решения уравнения

$$\frac{d\Phi}{dh} = p(h),$$

где $p(h)$ — продукция H в химических реакциях (см. рис. 145), $\Phi \approx -K[\text{CO}_2] \frac{d\Phi}{dh}$, граничное условие $\Phi_H|_{\infty} = 10^7 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Труднее сформулировать условие на нижней границе; примем $\dot{f} = 0$ на $h = 80 \text{ км}$ и $p(h) = 0$ на высотах $80 \div 100 \text{ км}$. В действительности в этом интервале высот продукция H достаточно велика, но уравновешивается гибелью H . Допущение $\dot{f} = 0$ на 80 км очень незначительно влияет на концентрации H на высотах $100 \div 125 \text{ км}$. При этих предположениях уравнение легко интегрируется:

$$f(h) = \int_{80}^h \frac{dx}{K(x)n(x)} \left[\int_{80}^{\infty} P(y) dy - 10^7 \right] = - \int_{80}^h \frac{\Phi(x) dx}{K(x)n(x)}; \quad n = [\text{CO}_2].$$

Отсюда на 100 км $[\text{H}] = 2\Phi_{\text{H}}/K$. Поток Φ на 100 км, равный полной продукции H в вертикальном столбе выше этого уровня (см. рис. 145), составляет $2,3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Тогда $[\text{H}] = 1,3 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ на $h = 100 \text{ км}$ в отличном согласии с моделью. Полученные в расчете концентрации атомного водорода согласуются с данными измерений на аппаратах "Венера-9, 10" [197] и "Пионер-Венус" [166]. Количества Cl_2 в верхней части облачного слоя на порядок величины меньше спектроскопического предела.

§ 10. Свечение O_2 1,27 мкм, $O(^1D)$ 6300 Å и скорости фотолиза

Свечение полосы O_2 1,27 мкм. Наземные спектроскопические наблюдения с высокой разрешающей способностью позволили обнаружить и измерить свечение атмосферы Венеры в полосе

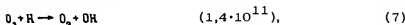
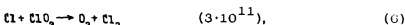
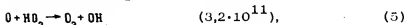
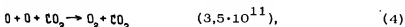
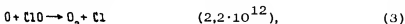
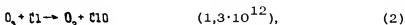
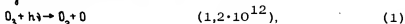
$(0,0) O_2(^1\Delta_g \rightarrow ^3\Sigma_g^-)$ 1,27 мкм. Интенсивность свечения оказалась

очень большой и почти одинаковой на дневной и ночной стороне планеты — 1,5 и 1,2 MR (мегарэлей) соответственно. Несколько ранее были проведены измерения этой эмиссии на Марсе, интенсивность которой на низких широтах близка к 3 MR [20]. В земной атмосфере интенсивность дневного свечения этой полосы 20 MR. Таким образом, на всех трех планетах земной группы, имеющих атмосферу, свечение 1,27 мкм превосходит по интенсивности все остальные эмиссии. На Земле и Марсе дневное свечение 1,27 мкм вызывается фотолизом озона, при котором выход $O_2(^1\Delta_g)$ близок к единице.

Почти равная интенсивность свечения Венеры на дневной и ночной стороне привела Конна и др. [190] к предположению, что источником $O_2(^1\Delta_g)$ является реакция (2) (см. ниже).

Чтобы сделать достаточно убедительные заключения о процессах возбуждения $O_2(^1\Delta_g)$ на Венере на основе существующих экспериментальных данных, нужен аэрономический расчет суточных вариаций компонент. Такой расчет затруднен сложным характером динамики атмосферы (четырёхсуточная циркуляция на высотах менее 80 км и ветры от терминатора к антисолнечной точке в верхней атмосфере). Тем не менее некоторые полуколичественные оценки можно сделать на основе нашей модели.

Энергетика и правило сохранения спина допускают образование $O_2(^1\Delta_g)$ в следующих реакциях:



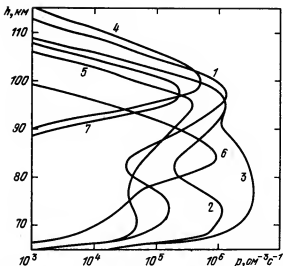


Рис. 146. Возможные процессы образования $O_2(^1\Delta_g)$ (нумерация реакций указана в тексте).

В скобках указаны полные скорости этих процессов (в $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) в вертикальном столбе выше 85 км, где гашение $O_2(^1\Delta_g)$ на CO_2 становится несущественным. На рис. 146 приведены высотные профили этих процессов. Есть и другие реакции, образующие $O_2(^1\Delta_g)$, но их вклад должен быть мал.

Попытаемся теперь представить, какие основные изменения в составе атмосферы произойдут ночью на 90 – 105 км, где должно быть в основном сосредоточено свечение линии 1,27 мкм. Суточные вариации свечения второй системы Герберга O_2 показывают, что на $h = 100$ км ночные концентрации атомного кислорода должны быть примерно равны дневным [182]. Обогащенные легкими компонентами массы газа в верхней атмосфере переносятся с дневной на ночную сторону и затем опускаются вниз, компенсируя отсутствие диссоциации и ряда химических процессов в ночной атмосфере. Можно ожидать, что содержание активного водорода H^* будет также примерно равно дневному, а возможно, и превзойдет его. Продукция H^* и Cl^* в результате процесса $O + HCl \rightarrow OH + Cl$ останется на прежнем уровне; на рассматриваемых высотах она примерно равна скорости фотоллиза HCl . Ночью Cl_2 не подвергается фотолизу и его образование является стоком Cl^* , но зато реакция $H + Cl_2 \rightarrow HCl + Cl$,

которая была основным процессом уничтожения активных компонент днем, уже не является таковой. Все это позволяет предположить, что ночные концентрации H^* и Cl^* на 100 км близки к дневным. Скорости образования O_2 определяются количествами O , H^* , Cl^* и также не будут сильно отличаться от дневных значений. Уничтожение O_2 происходит в нижележащих слоях; следовательно, концентрации O_2 также слабо подвержены суточным вариациям на $90 \div 105$ км, если перемешивание ночью идет с той же скоростью.

Таким образом, продукция $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ в реакциях (4) и (5) сохранится. Продукция O_3 также мало изменится, хотя концентрация O_3 примерно удвоится из-за отсутствия фотолиза, поскольку далеко не все атомы кислорода, освободившиеся при фотолизе O_3 , участвуют в образовании O_3 . Теперь почти вся продукция O_3 идет в реакцию (2), за которой следует реакция (3). Поэтому, если согласно данным измерений образование $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ днем и ночью примерно одинаково, то квантовый выход реакции (1) должен быть примерно равен сумме выходов реакций (2) и (3): $\gamma_2 + \gamma_3 \approx 1$. Поскольку первые три реакции представляют собой наиболее интенсивные процессы образования $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ в области высот, где гашение не слишком велико, то мы ограничимся только их рассмотрением. Скорости реакций (2) и (3) на этих высотах почти совпадают, поэтому рассчитанная величина интенсивности свечения 1,27 мкм почти не зависит от конкретных значений γ_2 и γ_3 при условии $\gamma_2 + \gamma_3 \approx 1$.

Попытаемся теперь согласовать расчет и измерения выбором константы гашения $\text{O}_2(^1\Delta_g) + \text{CO}_2 \rightarrow \text{O}_2 + \text{CO}_2$, для которой лабораторные измерения дают значения в интервале $1,5 \cdot 10^{-20} \div 4 \cdot 10^{-18} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ [19]. При учете только первых трех процессов соответствие достигается при $k = 5 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ (рис. 147).

Сопоставим наши выводы по свечению $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ с результатами анализа наблюдений ночного свечения NO с "Пионер-Венус" (см. § 10 гл. III). Согласно рис. 147, максимум свечения полосы 1,27 мкм находится на высоте 95 км. Полная скорость фотолиза CO_2 выше 95 км равна $3 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$; интерпретация свечения NO дает поток атомарного кислорода ночью $10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$. Разницу можно объяснить завышенными данными по солнечному излучению в области 1300 – 2000 Å, использованными нами из изме-

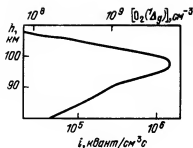
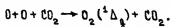


Рис. 147. Высотная зависимость концентрации $O_2(^1\Delta_g)$ и свечения полосы 1,27 мкм.

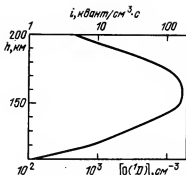
рений Уайдинга [98] (этот вопрос обсуждался в § 5 гл. II), и переносом части атомарного кислорода путем четырехсубточной циркуляции. Поток $\Phi_0 = 10^{12} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ требовал физически невозможного квантового выхода $\gamma = 2$ в реакции



Теперь мы убедились, что не этот процесс обеспечивает основную часть рекомбинаций атомного кислорода, а реакции (2, 3), роль которых ночью возрастет из-за прекращения фотоллиза озона. В них возможна реализация квантового выхода $\gamma = 2$ на один акт рекомбинации. Однако мы получили $\gamma_2 + \gamma_3 \approx 1$; разницу вряд ли следует считать принципиальной с учетом возможных ошибок измерений эмиссий (вероятно, недаром Стюарт и др. [192] приводили вдвое меньшую интенсивность свечения полосы 1,27 мкм; см. § 10 гл. III), расчета потока атомов кислорода на ночной стороне по данным свечения NO, предположений о постоянстве концентраций O и O_2 в области свечения $O_2(^1\Delta_g)$. Принимая во внимание завышенные потоки солнечного излучения, использованные в нашей работе, следует уменьшить значение константы гашения $O_2(^1\Delta_g)$ до значения $k = 3 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3/\text{с}$, в отличном согласии с оценкой, полученной по измерениям свечения на Марсе (см. § 3 гл. I).

Свечение $O(^1D - ^3P)$ 6300 Å. Хотя максимум продукции $O(^1D)$ приходится на 100 км, где расположен основной пик озонного слоя, большая скорость гашения этого состояния приводит к значительному смещению максимума концентраций $O(^1D)$ в верхнюю атмосферу. Здесь основную роль в возбуждении $O(^1D)$ играет фотодиссоциация CO_2 при $\lambda < 1675 \text{ Å}$ и диссоциативная рекомбинация ионов O_2^+ , которые образуются при перезарядке CO_2^+ и атомного кислорода.

Рис. 148. Высотная зависимость концентрации $O(^1D)$ и свечения 6300 Å.



Выход $O(^1D)$ при рекомбинации O_2^+ равен единице [296], и поэтому каждый акт ионизации CO_2 приводит к появлению одного атома $O(^1D)$. Таким образом, конечный результат процесса диссоциации и ионизации одинаков.

На рис. 143 изображена зависимость от высоты суммы констант диссоциации и ионизации CO_2 . Теперь нетрудно рассчитать концентрации $O(^1D)$, приняв во внимание гашение на CO_2 и CO , а также деактивацию излучением ($A \approx 10^{-2} \text{ с}^{-1}$). На рис. 148 показаны результаты расчета. Атомы $O(^1D)$ образуют слой толщиной 30 км (на уровне, где концентрация падает в два раза) с максимумом на 160 км. Зенитная интенсивность свечения $O(^1D - ^3P)$ 6300 Å равна 700 рэлей при $z_0 = 60^\circ$. На лимбе планеты при высоте визирования 140 км интенсивность свечения равна 25 kR. Это свечение может быть обнаружено со спутника, имеющего высоту перигея ~ 150 км, как, например, "Пионер-Венус". Наблюдения со спутника с высотой перигея ~ 1500 км будут очень затруднены из-за малого углового расстояния ($\sim 40'$) между наблюдаемым слоем и видимым лимбом планеты, имеющим яркость $2 \cdot 10^5 \text{ kR/Å}$. Поэтому дневное свечение 6300 Å не было обнаружено "Венерами-9, 10".

Высотные зависимости скоростей фотолиза. Эти данные приведены на рис. 143. Можно выделить группу веществ (CO_2 , HCl , O_2 , H_2O), которые разлагаются только под действием жесткого УФ-излучения. Они имеют скорость диссоциации порядка $10^{-6} \div 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ в верхней атмосфере и очень малые значения на высотах менее 100 км. Уменьшение скорости диссоциации с высотой вызвано поглощением CO_2 . Другая группа веществ (SO_2 , N_2O_2 , Cl_2 , O_3) подвергается фотолизу средним и мягким УФ-излучением и имеет

скорости порядка $10^{-4} \div 10^{-2} \text{ с}^{-1}$, резко уменьшающиеся на 60 км из-за сильного поглощения SO_2 . В облачном слое возможна диссоциация этих компонент главным образом за счет излучения в видимой части спектра, например в полосе Шапюи O_3 .

§ 11. Зависимость результатов расчета от выбора коэффициентов скорости реакций 40, 41, 45 (табл. 25) и основные выводы

Недавно стало известно, что коэффициенты скорости реакций 40, 41 и 45, согласно последним данным (Болч и др. [297]), сильно отличаются от использованных нами значений: в реакции $\text{NO}_2^+ + \text{Cl} \rightarrow \text{HCl} + \text{O}_2$ коэффициент $k_{45} = 4 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3/\text{с}$ вместо принятого нами $k_{45} = 10^{-13} \text{ см}^3/\text{с}$ по работе [246]; в реакции $\text{O} + \text{HCl} \rightarrow \text{OH} + \text{Cl}$ коэффициент $k_{41} = 1,1 \cdot 10^{-11} \exp(-\frac{3370}{T}) \text{ см}^3/\text{с}$ вместо использованного $k_{41} = 1,8 \cdot 10^{-12} \exp(-\frac{2260}{T}) \text{ см}^3/\text{с}$ [246]; в реакции $\text{OH} + \text{HCl} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}$ $k_{40} = 3 \cdot 10^{-12} \exp(-425/T) \text{ см}^3/\text{с}$ вместо $2 \cdot 10^{-13} \exp(-310/T) \text{ см}^3/\text{с}$.

Представляет интерес проанализировать влияние этих изменений на результаты расчета. Качественно ситуацию можно описать следующим образом. Уменьшение на порядок величины k_{41} сокращает продукцию Cl^* и H^* ; этот эффект смягчается фотолизом HCl и является примерно пятикратным. Увеличение k_{40} на порядок величины способствует быстрому превращению H^* в Cl^* , в результате чего концентрации H^* уменьшаются в несколько десятков раз, вследствие чего H^* перестает играть существенную роль. По этой причине, а также с учетом конкурирующего процесса — реакции (15) между NO_2 и O — увеличение k_{45} в 400 раз не оказывает большого влияния на концентрации Cl^* , которые будут определяться главным образом рождением Cl^* при фотолизе HCl и в реакции 40 и переносом в нижнюю атмосферу. Концентрации Cl^* уменьшатся при этом в ≈ 2 раза, соответственно в $\sqrt{2}$ раз возрастет общая концентрация различных форм кислорода на 60 — 80 км. Выше 80 км $[\text{O}_2]$, определяемая в основном переносом и реакцией (57), почти не изме-

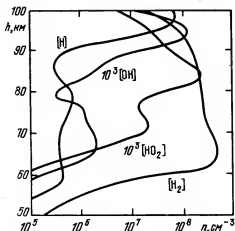


Рис. 149. Концентрации H_2 и H^* при новых величинах k_{40} , k_{41} и k_{45} .

нится. Так как здесь сосредоточено основное количество O_2 , то спектроскопический предел не будет нарушен.

При более детальном количественном анализе проблемы учтем, что продукция и потери Cl^* уравновешены, за исключением удвоенной скорости Р процесса 40 в вертикальном столбе. Этот процесс протекает в слое на 63 – 70 км, и поэтому выше 70 км f_{Cl^*} постоянно, ниже 63 км $[Cl^*] = P \cdot H / K$ и постоянно. В рамках этой зависимости существует равновесие между различными формами Cl^* ; оно также определяет концентрации H^* , O , O_2 , O_3 на 60 – 80 км. Были взяты лишь основные процессы и рассчитаны отношения концентраций различных компонент при новых и старых значениях констант реакций. Оказалось, что на высотах 60 – 80 км общее количество Cl^* уменьшилось в 1,75 раза, O – в 1,14 раза, O_2 увеличилось в 1,3, а O_3 – в 1,5 раза. Более сложный характер имеют изменения $[H^*]$, которые приведены на рис. 149.

Вышеизложенное показывает, что изменение концентраций хлора и кислородосодержащих компонент следует признать несущественным и, таким образом, эффективность каталитических и ряда других процессов с их участием сохранится. Активный водород испытывает большие вариации, но его роль в химии атмосферы Венеры мала, и выводы нашего расчета остаются прежними, несмотря на столь значительные изменения констант весьма важных процессов.

Фотохимия атмосферы Венеры на 58 – 96 км была рассмотрена недавно Уиником и Стюартом [298]. Основное отличие исходных

данных их расчета от наших состоит в отсутствии некоторых химических реакций (53 реакции вместо 102 в нашей работе), важнейшие из них представляют процессы с участием COCl и COCl_2 . Другое различие — предположение о независимом от высоты относительном содержании $\text{H}_2\text{O} = 10^{-6}$ вместо граничного условия $\text{H}_2\text{O} = 2 \cdot 10^{-4}$ в наших расчетах, которые дают очень неоднородное распределение H_2O . Вероятно, в результате этих различий концентрации CO , O_2 , O_3 и SO , рассчитанные в [298], оказались выше данных спектроскопических наблюдений.

Итак, на основании последних экспериментальных данных, полученных с АМС "Венера-11, 12" и "Пионер-Венус", в § 6 — 8 настоящей главы обоснованы и проанализированы исходные данные для создания непротиворечивой модели нейтрального состава атмосферы Венеры. Рассмотрены основные фотохимические процессы, определяющие концентрации продуктов фотолиза CO_2 , H_2O , HCl и SO_2 . Проанализированы процессы фотохимического образования серной кислоты и серы; в качестве основного источника активной серы и кислорода при образовании серной кислоты рассматривается фотолиз SO_2 . Список компонент и реакций, происходящих в атмосфере, значительно расширен (26 компонент и 102 реакции) — в него вошли процессы, которые играют важнейшую роль в фотохимии атмосферы Венеры и не учитывались в более ранних работах. Среди них циклы с участием хлоркарбонила и фосгена, которые служат важнейшим процессом, обратным фотолизу CO_2 , а также реакция между Cl_2 и H , являющаяся важнейшим процессом, определяющим сток водорода и хлора.

Разработана методика расчета модели состава атмосферы и фотохимического образования облачного слоя, в которой приближенно описаны процессы переноса аэрозольного вещества и излучения в облачном слое. Предложен универсальный метод задания граничных условий, включающий как частные случаи фотохимическое и диффузионное равновесие. Предлагаемая методика для численного решения стационарных диффузионных уравнений при наличии химических реакций позволяет учесть процессы не только турбулентного перемешивания, но и молекулярной диффузии, а также описать аэрозольные компоненты при наличии оседания частиц и фазового равновесия H_2O и H_2SO_4 ; кроме того, она позволила значительно увеличить список рассматриваемых компонент и реакций и избавиться от такого недостатка более ранних работ, как искусственное разделение соединений серы и хлора.

Основные результаты расчета состава атмосферы Венеры на высотах более 50 км, изложенного в § 9 и 10 следующие:

1. Получена модель нейтрального состава верхней атмосферы Венеры, согласующаяся с совокупностью экспериментальных данных.

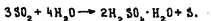
2. Рассчитана зависимость содержания SO_2 от высоты, которая характеризуется резким уменьшением SO_2 выше 55 км вследствие фотолиза и последующего образования серной кислоты. Получено приближенное аналитическое выражение, описывающее высоту слоя фотолиза, которое хорошо согласуется с результатами численной модели и позволяет легко проследить связь коэффициента турбулентного перемешивания и профиля SO_2 . Из данных спектроскопических измерений SO_2 следует $K = (3 - 5) \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ на 50 - 60 км.

3. Осушение атмосферы в верхнем слое облаков происходит в результате фотохимического образования серной кислоты. Для принятого в соответствии с экспериментальными данными значения

$f_{\text{SO}_2} = 1,3 \cdot 10^{-4}$ на $h = 50$ км наблюдаемые количества воды

$f_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-6} \div 10^{-5}$ на $62 \div 64$ км получаются при $f_{\text{H}_2\text{O}} = 1,9 \cdot 10^{-4}$

для $h = 50$ км. Эта величина отлично согласуется с результатами спектроскопических измерений на спускаемых аппаратах "Венера". Профили H_2O и SO_2 подобны, и соотношение концентраций определяется итогом основных фотохимических процессов образования облачного слоя:



Ночные концентрации SO_2 и H_2O в верхнем слое облаков должны существенно превышать дневные значения.

4. Получен профиль содержания серной кислоты в атмосфере Венеры и выведено приближенное аналитическое выражение для этого профиля. Оно показывает, что допущение о присутствии серной кислоты только во второй моде ($\tau \approx 1$ мкм) распределения облачных частиц по размерам ведет к неприемлемо низким значениям коэффициента турбулентного перемешивания $K = 100 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и обрыву профиля SO_2 непосредственно у нижней границы. Если же серная кислота присутствует в третьей моде ($\tau \approx 4$ мкм) распределения частиц среднего слоя облаков, то $K = 2 \cdot 10^4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ на 50 - 60 км, что близко к величине, полученной из наблюдений профиля SO_2 (см. ниже), и принято в расчете. Поскольку, однако, мы не рассматривали химических реакций с участием серной кислоты, то возможно, что третью моду в среднем слое облаков представляет тот или иной продукт дальнейшей химической переработки серной кислоты.

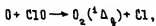
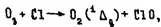
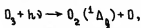
5. Твердая сера является малой компонентой облачного слоя и составляет не более седьмой части массы аэрозоля из серной кислоты и ее продуктов. Относительная концентрация водного раствора серной кислоты меняется с высотой, составляет 80 – 87% на высотах 65 – 70 км.

6. Молекулярный кислород является продуктом фотолиза CO_2 и образует слой толщиной 15 км с максимумом на $h = 87$ км. Полное количество O_2 равно $3,7 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-2}$, что несколько ниже спектроскопического предела; оно обратно пропорционально K , и отсюда $K \approx 6 \cdot 10^5 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ на $h = 90$ км.

7. Расчет показывает, что надоблачная атмосфера не может быть источником O_2 в облачном слое. Наличие O_2 в нижней части облачного слоя при $f_{\text{O}_2} \approx 5 \cdot 10^{-5}$ не приводит к противоречию со спектроскопическим пределом из-за резкого уменьшения O_2 на высоте 55 ÷ 60 км (профиль O_2 будет в этом случае подобен SO_2 и H_2O) и повлечет уменьшение количества аэрозольной серы. В то же время присутствие O_2 в облачном слое трудно объяснить.

8. Получены высотные зависимости всех соединений, образующих модель состава (CO , O^* , H^* , Cl^* и т.д.); рассмотрены процессы их образования и гибели.

9. Полученная модель состава использована для интерпретации наблюдений свечения O_2 в полосе 1,27 мкм. Для этого проведена качественная оценка суточных вариаций ряда компонент атмосферы. Показано, что возбуждение свечения должно происходить в основном в следующих трех процессах:



причем сумма выходов $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ в двух последних реакциях близка к единице. Константа гашения $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ на CO_2 равна $3 \cdot 10^{-20} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Свечение образует слой толщиной 7 км с максимумом на высоте 98 км.

10. Рассмотрено свечение $\text{O}(^1\text{D} - ^3\text{P})$ 6300 Å, которое сосредоточено в слое толщиной 30 км с максимумом на 160 км. Зенитная интенсивность свечения 700 R при $z_0 = 60^\circ$.

В изучении атмосферы Венеры еще многое предстоит сделать. Возможно, представленная модель состава атмосферы на высотах более 50 км правильно отражает основные закономерности, определяющие химический состав атмосферы, но нет ни экспериментальных, ни расчетных данных о суточных и широтных вариациях состава, нет аэрономической модели нижней атмосферы, очень ограниченные сведения имеются о химическом составе облачного слоя, практически не исследован экспериментально состав атмосферы на высоте $70 \div 130$ км.

* *
*

Значительный прогресс в наших знаниях о составе нижней атмосферы Венеры связан с результатами, полученными "Венерами-13,14" уже после завершения этой книги. Особенно важную роль в понимании химии нижней атмосферы должны сыграть газохроматографические измерения этими аппаратами, обнаружившие кислород, различные серо- и водородосодержащие компоненты. Многого мы ожидаем и от лабораторных измерений констант химических реакций, которые должны дать возможность выйти за рамки расчетов термохимического равновесия и построить основы аэрономической модели нижней атмосферы Венеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мороз В.И. Физика планет. — Москва: Наука, 1967.
2. Kaplan L.D., Munch G., Spinrad H. An analysis of the spectrum of Mars. — *Astrophys. J.*, 1964, v. 139, p. 237.
3. Owen T.S. — A determination of the martian CO₂ abundance. *Comm. Lunar Planet Lab.*, 1964, v. 2, p. 133.
4. Owen T.S., Kuiper G. A determination of the composition and surface pressure of the Martian atmosphere. — *Commun. Lunar Planet Lab.*, 1964, v. 2, p. 113.
5. Kliore A.J., Cain D.L., Levy G.S. Radio occultation measurements of the Martian atmosphere over two regions with the Mariner 4 space probe: Space Research VII, Moon and Planets. — Amsterdam: North-Holland Publishing Co., 1967.
6. Авдеевский В.С., Аким Е.Л., Алешин В.И. и др. Атмосфера Марса в месте посадки "Марс-5". — *Космич. исслед.*, 1973, т.13, с. 4.
7. Kerzhanovich V.V. Mars 6: Improved analysis of the descent module measurements. — *Icarus*, 1977, v. 30, p. 1.
8. Seiff A., Kirk D.B. Structure of the atmosphere of Mars in summer at mid-latitudes. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 84, p. 4364.
9. Connes J., Connes P., Maillard J.P. Atlas des spectres infrarouges de Venus, Mars, Jupiter et Saturne. — Paris: CNRS, 1969.
10. Kaplan L.D., Connes J., Connes P. Carbon monoxide in the Martian atmosphere. — *Astrophys. J.*, 1969, v. 157, p. L187.
11. Barker E.S. Detection of molecular oxygen in the Martian atmosphere. — *Nature*, 1972, v. 238, p. 447.
12. Carleton N.P., Traub W.A. Detection of molecular oxygen on Mars. — *Science*, 1972, v. 177, p. 988.
13. Owen T., Biemann K., Rushneck D.R., Biller J.E., Homarth D.W., Lafleur A.L. The composition of the atmosphere at the surface of Mars. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 84, p. 4635.
14. Barth C.A., Hord C.W. Mariner 6, 7 ultraviolet spectrometer: Topography and polar cap. — *Science*, 1971, v. 173, p. 197.
15. Lane A.L., Barth C.A., Hord C.W., Stewart A.I. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Observations of ozone on Mars. — *Icarus*, 1973, v. 18, p. 102.
16. Barth C.A., Hord C.W., Stewart A.I., Lane A.L., Dick M.L., Anderson G.P. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Seasonal variations of ozone on Mars. — *Science*, 1973, v. 179, p. 795.
17. Wehrbein W.H., Hord C.W., Barth C.A. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Vertical distribution of ozone on Mars. — *Icarus*, 1979, v. 38, p. 288.
18. Краснополюсский В.А., Паршев В.А., Крысько А.А., Рогачев В.Н. Структура нижней и средней атмосферы Марса на основе данных ультрафиолетовой фотометрии с борта спутника "Марс-5". — *Космич. исслед.*, 1980, т. 18, с. 120.
19. Noxon J.F., Traub W.A., Carleton N.P., Connes P. Detection of O₂ dayglow emission from Mars and the Martian ozone abundance. — *Astrophys. J.*, 1976, v. 207, p. 1025.

20. Traub W.A., Carleton N.P., Connes P., Noxon J.F. The latitude variation of O_2 dayglow and O_3 abundance on Mars. — *Astrophys. J.*, 1979, v. 229, p. B46.
21. Kong T.Y., McElroy M.B. The global distribution of O_3 on Mars. — *Planet Space Sci.* 1977, v. 25, p. 839.
22. Barker E.S. Martian atmospheric water vapor observations: 1972–74 apparition. — *Icarus*, 1976, v. 28, p. 247.
23. Tull R.G. High-dispersion spectroscopic observations of Mars: IV. The latitude distribution of atmospheric water vapor. — *Icarus*, 1970, v. 13, p. 43.
24. Young L.D.G. Interpretation of high resolution spectra of Mars. — *J. Quant. Spectr. Rad. Trans.*, 1971, v. 11, p. 385.
25. Мороз В.И. Физика планеты Марс. — Москва: Наука, 1978.
26. Мороз В.И., Наджип А.Э. "Марс-3": Водяной пар в атмосфере планеты. — *Космич. исслед.*, 1975, т. 13, с. 738.
27. Мороз В.И., Наджип А.Э. Предварительные результаты измерений содержания водяного пара в атмосфере планеты по измерениям с борта АМС "Марс-5". — *Космич. исслед.*, 1975, т. 13, с. 38.
28. Farmer C.B., Davies D.W., Holland A.L., LaPorte D.D., Doms P.E. Mars: Water vapor observations from the Viking orbiters. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 4225.
29. Hanel P., Conrath B., Novis W., Kunde V. et al. Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 423.
30. Conrath B., Curran R., Hanel R. et al. Atmospheric and surface properties of Mars obtained by infrared spectroscopy on Mariner 9. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 4267.
31. Barth C.A., Hord C.W., Pearce J.B., Kelly K.K., Anderson G.P., Stewart A.I. Mariner 6 and 7 ultraviolet spectrometer experiment upper atmosphere data. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 2213.
32. Barth C.A., Stewart A.I., Hord C.W., Lane A.L. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Mars airglow spectroscopy and variations in Lyman alpha. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 457.
33. Stewart A.I., Barth C.A., Hord C.W., Lane A.L. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Structure of Mars' upper atmosphere. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 469.
34. Dementyeva N.N., Kurt V.G., Smirnov A.S., Titarchuk L.G., Chuvahin S.D. Preliminary results of measurements of UV emissions scattered in the Martian upper atmosphere. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 475.
35. Kurt V.G., Smirnov A.S., Titarchuk L.G., Shuvahin S.D. Observation of OI 1300Å radiation in the Martian atmosphere. — *Icarus*, 1974, v. 21, p. 35.
36. Берто Ж.Л., Бламон Ж., Бабиченко С.И., Деметьева Н.Н., Дьяков А.В., Курт В.Г., Склянкин В.А., Смирнов А.С., Чувашин С.Д. Измерение интенсивности и спектральных характеристик излучения в линии Лайман-альфа в верхней атмосфере Марса. — *Космич. исслед.*, 1975, т. 13, с. 42.
37. Krasnopolsky V.A. On the structure of Mars' atmosphere at 120–220 km. — *Icarus*, 1975, v. 24, p. 28.
38. Fjeldbo G., Kliore A., Seidel B. The Mariner 1969 occultation measurements of the upper atmosphere of Mars. — *Radio Sci.*, 1970, v. 5, p. 381.
39. Strickland D.J., Thomas G.E., Sparks P.R. Mariner 6 and 7 ultraviolet spectrometer experiment: Analysis of the OI 1304 and 1356Å emissions. — *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, p. 4052.
40. Strickland D.J., Stewart A.I., Barth C.A., Hord C.W., Lane A.L. Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: Mars atomic oxygen 1304Å emission. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 4547.
41. Thomas G.E. Neutral composition of the upper atmosphere of Mars as determined from the Mariner UV spectrometer experiments. — *J. Atm. Sci.*, 1971, v. 28, p. B59.
42. Mumma M.J., Morgan H.D., Mentall J.E. Reduced absorption of the nonthermal CO ($A^1\Pi - X^1\Sigma^+$) fourth positive group by thermal CO and implications for the Mars upper atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 168.
43. Краснопольский В.А. Спектроскопическая оценка содержания окиси углерода в верхней атмосфере Марса. — *Космич. исслед.*, 1981.

44. Chamberlain J.W. Planetary coronae and atmospheric evaporation. — *Planet. Space Sci.*, 1963, v. 11, p. 901.
45. Anderson D.E., Hord C.W. Mariner 6 and 7 ultraviolet spectrometer experiment: Analysis of hydrogen Lyman-alpha data. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 6666.
46. Anderson D.E. Mariner 6, 7 and 9 ultraviolet spectrometer experiment: Analysis of hydrogen Lyman alpha data. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 1513.
47. Достовалов С.Б., Чувакин С.Д. О распределении нейтрального водорода в верхней атмосфере Марса. — *Космич. исслед.*, 1973, т.11, с. 767.
48. Krasnopol'sky V.A., Krysko A.A. On the night airglow of the Martian atmosphere. — *Space Research XVI*, 1976, p. 1005.
49. Dalgarno A., McElroy M.B. Mars: Is nitrogen present? — *Science*, 1970, v. 170, p. 167.
50. Savich N.A., Samovol V.A. The nighttime ionosphere of Mars from Mars 4 and Mars 5 dual-frequency radio occultation measurements. — *Space Research XVI*, 1976, p. 1009.
51. Краснополяский В.А. Пороговые оценки содержания некоторых веществ в атмосферах Марса и Венеры по результатам спектроскопии сумеречного свечения на спутниках "Марс-5", "Венера-9, 10". — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 895.
52. Nier A.O., McElroy M.B. Composition and structure of Mars' upper atmosphere: Results from the neutral mass spectrometers on Viking 1 and 2. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 4341.
53. Owen T., Biemann K., Ruchnesk D.R., Biller J.E., Howarth D.W., Lafleur A.L. The composition of the atmosphere at the surface of Mars. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 4635.
54. Kliore A.J., Cain D.L., Fjeldbo G., Seidel B.L., Sykes M.J., Rasool S.I. The atmosphere of Mars from Mariner 9 occultations. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 484.
55. Stewart A.I. Mariner 6 and 7 ultraviolet spectrometer experiment: Implications of the CO₂, CO and O airglow. — *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, p. 54.
56. Hanson W.B., Sanatani S., Zuccaro D.R. The Martian ionosphere as observed by Viking retarding potential analyzers. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 4351.
57. Hanel R. et al. Investigation of the Martian environment by infrared spectroscopy on Mariner 9. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 423.
58. Krasnopol'sky V.A. Vertical distribution of water vapor and Mars model lower and middle atmosphere. — *Icarus*, 1979, v. 37, p. 182.
59. Михайлов А.В., Иванов-Холодный Г.С. Построение модели верхней атмосферы Марса на основе ионосферных данных. — *Геомagn. и аэрoнoмия*, 1973, т. 15, с. 29.
60. Izakov M.N. The Martian upper atmosphere structure from the Viking spacecraft experiments. — *Icarus*, 1978, v. 36, p. 189.
61. Anderson E., Leovy C.B. Mariner 9 television limb observations of dust and ice hazes on Mars. — *J. Atm. Sci.*, 1978, v. 35, p. 723.
62. Hinteregger H.E. EUV fluxes in the solar spectrum below 2000 Å. — *J. Atm. Ter. Phys.*, 1976, v. 38, p. 791.
63. Краснополяский В.А. Скорости ионизации атмосферы солнечным излучением. — *Геомagn. и аэрoнoмия*, 1973, т. 13, с. 882.
64. Dalgarno A., McElroy M.B., Stewart A.I. Electron impact excitation of dayglow. — *J. Atm. Sci.*, 1969, v. 26, p. 753.
65. Sawada T., Strickland D.J., Green A.E.S. Electron energy deposition in CO₂. — *J. Geophys. Res.*, 1972, p. 77, p. 4812.
66. Fox J.L., Dalgarno A. Electron energy deposition in carbon dioxide. — *Planet. Space Sci.*, 1979, v. 27, p. 491.
67. Fox J.L., Dalgarno A. Ionization, luminosity and heating of the upper atmosphere of Mars. — *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 7315.
68. Mantas G.P., Hanson W.P. Photoelectron fluxes in the Martian atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 369.
69. Shimizu M., Ashihara O. Electron temperature in the Martian ionosphere. — *Publ. Astron. Soc. Jap.*, 1972, v. 24, p. 201.
70. Schunk R.W., Nagy A.F. Ionospheres of the Terrestrial planets. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1980, v. 18, p. 813.
71. Yung Y.L., Strobel D.F., Kong T.Y., McElroy M.B. Photochemistry of nitrogen in the Martian atmosphere. — *Icarus*, 1977, v. 30, p. 26.

72. McElroy M.B., Kong T.Y., Yung Y.L., Nier A.O. Composition and structure of the Martian upper atmosphere: Analysis of results from Viking. — *Science*, 1976, v. 144, p. 1295.
73. Oran E.S., Julienne P.S., Strobel D.F. Aeronomy of odd nitrogen in the thermosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 3068.
74. Strobel D.F., Oran E.S., Feldman P.D. The aeronomy of odd nitrogen in the thermosphere: 2. Twilight emissions. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 3745.
75. Ogawa T., Kondo Y. Diurnal variability of thermospheric N and NO. — *Planet. Space Sci.*, 1977, v. 25, p. 735.
76. Краснополский В.А. О зависимости концентраций окиси азота и атомного азота в термосфере Земли от солнечной активности. — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 413.
77. Kong T.Y., McElroy M.B. Photochemistry of the Martian atmosphere. — *Icarus*, 1977, v. 32, p. 168.
78. Sagan C., Hanst P.L., Young A.T. Nitrogen oxides on Mars. — *Planet. Space Sci.*, 1965, v. 13, p. 73.
79. McElroy M.B. Mars: An evolving atmosphere. — *Science*, 1972, v. 175, p. 443.
80. McElroy M.B., Donahue T.M. Stability of the Martian atmosphere. — *Science*, 1972, v. 177, p. 986.
81. Liu S.C., Donahue T.M. The regulation of hydrogen and oxygen escape from Mars. — *Icarus*, 1976, v. 28, p. 231.
82. Nier A.O., McElroy M.B., Yung Y.L. Isotopic composition of the Martian atmosphere. — *Science*, 1976, v. 194, p. 68.
83. McElroy M.B., Yung Y.L., Nier A.O. Isotopic composition of nitrogen: Implications for the past history of Mars's atmosphere. — *Science*, 1976, v. 194, p. 70.
84. Wallis M.K. Exospheric density and escape fluxes of atomic isotopes on Venus and Mars. — *Planet. Space Sci.*, 1978, v. 26, p. 949.
85. Lee L.C., Carlson R.W., Judge D.L., Ogawa M. The absorption cross sections of N₂, O₂, CO, NO, CO₂, N₂O, CH₄, C₂H₆ and C₄H₁₀ from 180 to 700 Å. — *J. Quant. Spect. Rad. Trans.*, 1973, v. 13, p. 1023.
86. Nakata R.S., Watanabe K., Matsunaga F.M. Absorption and photoionization coefficients of CO₂ in the region 580–1700 Å. — *Sci. Light*, 1965, v. 14, p. 54.
87. Shemansky D.E. CO₂ extinction coefficient 1700–3000 Å. — *J. Chem. Phys.*, 1972, v. 56, p. 1582.
88. Simon P.C. Irradiation solar flux measurements between 120 and 400 nm: Current position and future need. — *Planet. Space Sci.*, 1978, v. 26, p. 355.
89. Hess S.L. The vertical distribution of water vapor in the atmosphere of Mars. — *Icarus*, 1976, v. 28, p. 269.
90. Farmer C.B. Liquid water on Mars. — *Icarus*, 1976, v. 28, p. 279.
91. Flasar F.M., Goody R.M. Diurnal behavior of water on Mars. — *Planet. Space Sci.*, 1976, v. 24, p. 161.
92. Kieffer H.H., Chase S.C., Miner E., Munch G., Neugebauer G. Preliminary report on infrared radiometric measurements from the Mariner 9 spacecraft. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 4291.
93. Gierasch P.J., Goody P.M. A study of the thermal and dynamical structure of the Martian lower atmosphere. — *Planet Space Sci.*, 1968, v. 16, p. 615.
94. Krasnopolsky V.A., Parshev V.A. Ozone and photochemistry of the Martian lower atmosphere. — *Planet. Space Sci.*, 1979, v. 27, p. 113.
95. Hunten D.M., McElroy M.B. Production and escape of hydrogen on Mars. — *J. Geophys. Res.* 1970, v. 75, p. 5989.
96. Изаков М.Н., Красникий О.П. Модель состава атмосферы Марса. — *Космич. исслед.*, 1977, т. 15, с. 455.
97. Thompson B.A., Hartek P., Reeves R.R. Ultraviolet absorption coefficients of CO₂, CO, O₂, H₂O, NH₃, NO, SO₂ and CH₄ between 1850 and 4000 Å. — *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, p. 6431.
98. Widing K.G., Purcell J.D., Sandlin G.D. The UV continuum 1450–2100 Å and the problem of solar temperature minimum. — *Solar Phys.*, 1970, v. 12, p. 52.
99. Parkinson T.D., Hunten D.M. Spectroscopy and aeronomy of O₂ on Mars. — *J. Atm. Sci.*, 1972, v. 29, p. 1380.
100. Zurek R.W. Diurnal tide in the Martian atmosphere. — *J. Atm. Sci.*, 1976, v. 33, p. 321.
101. Detwiler C.R., Garrett J.D., Purcell J.D., Tousey R. The intensity distribution in the ultraviolet solar spectrum. — *Ann. Geophys.*, 1961, v. 17, p. 9.
102. Brasseur G., Nicolet M. Chemospheric processes of nitric oxide in the mesosphere and stratosphere. — *Planet. Space Sci.*, 1973, v. 21, p. 939.

103. Anderson D.E. Atmospheric chemical kinetics data survey. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1976, v. 14, p. 151.
104. Hochanadel C.J., Gromley J.A., Ogren P.J. Absorption spectrum and reaction kinetics of the HO_2 radical in the gas phase. — *J. Chem. Phys.* 1972, v. 56, p. 4426.
105. Kaufman F. Hydrogen chemistry: Perspective on experiment and theory. — In "Atmospheres of the Earth and the Planets", 1975; Astrophysics and Space Science Library, v. 51, p. 219.
106. Phillips L.F., Schiff H.I. Mass spectrometric studies of atomic reactions: III. Reactions of hydrogen atoms with nitrogen dioxide and with ozone. — *J. Chem. Phys.*, 1962, v. 37, p. 1233.
107. Hunten D.M. Aeronomy of Mars lower atmosphere. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1974, v. 12, p. 529.
108. Barth C.A., Dick M.L. Ozone and the polar hood of Mars. — *Icarus* 1974, v. 22, p. 205.
109. Красицкий О.П. Модель суточных вариаций состава атмосферы Марса. — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 434.
110. Пзаков М.Н., Морозов С.К. Структура и динамика экваториальной термосферы Марса. — *Космич. исслед.*, 1976, т. 14, с. 476.
111. Woitchshyn P.M. Global seasonal atmospheric fluctuations on Mars. — *Icarus*, 1974, v. 22, p. 325.
112. Shimazaki T., Shimizu M. The seasonal variation of ozone density in the Martian atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 1269.
113. Shimazaki T. A model of temporal variations in ozone density in the Martian atmosphere. — *Planet Space Sci.*, 1981, v. 29, p. 21.
114. Kieffer H.H., Martin T.Z., Peterfreund A.R.; Jakosky B.M., Miner E.D., Palluconi F.D. Thermal and albedo mapping of Mars during of Viking primary mission. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 4249.
115. Lyot B. Recherches sur la polarisation de la lumiere des planetes et de quelques substances terrestres. — *Ann. Observ. Paris (Meudon)*, 1929, v. 8, p. 161.
116. Coffeen D.L., Gehrels T. Wavelength dependence of polarisation: XV. Observations of Venus. — *Astron. J.*, 1969, v. 74, p. 433–445.
117. Dollfus A., Coffeen D.L. Polarization of Venus: I. Disk observations. — *Astron. Astrophys.*, 1970, v. 8, p. 251–266.
118. Veverka J. A polarimetric search for a Venus halo during the 1969 inferior conjunction. — *Icarus*, 1971, v. 14, p. 282–283.
119. Hansen J.E., Hovenier J.W. Interpretation of the polarization of Venus. — *J. Atm. Sci.*, 1974, v. 31, p. 1137–1160.
120. Sill G.T. Sulfuric acid in the Venus clouds. — *Comm. Lunar Planet. Lab.*, 1972, v. 171, p. 191–198.
121. Young A.T. Are the clouds of Venus sulfuric acid? — *Icarus*, 1973, v. 18, p. 564–582.
122. Мороз В.И. Атмосфера Венеры. — *УФН*, 1971, т. 104, с. 255 – 296.
123. Гермогенова Т.А. Решение уравнения переноса в плоском слое. — *Ж. выч. матем. и матем. физ.*, 1962, т. 1, с. 1168 – 1186.
124. Danielson R.E., Moore D.R., Hulst H.C. van de. The transfer of visible radiation through clouds. — *J. Atm. Sci.*, 1969, v. 26, p. 1078–1087.
125. Соболев В.В. Рассеяние света в атмосферах планет. — М.: Наука, 1972.
126. Мороз В.И. Альbedo Венеры в диапазоне 0,2 – 4,0 μm — *Космич. исслед.*, 1981, т. 19, с. 591 – 598.
127. Irvine W.M. Monochromatic phase curves and albedos for Venus. — *J. Atm. Sci.*, 1968, v. 25, p. 610–616.
128. Barker E.S., Woodman J.H., Perry M.A., Napke B., Nelson R. Relative spectrophotometry of Venus from 3067 to 5960 Å. — *J. Atm. Sci.*, 1975, v. 32, p. 1205–1211.
129. Pollack J.B., Stecker D.W., Witteborn F.C., Erickson E.F., Baldwin B.J. Properties of the clouds of Venus, as inferred from airborne observations of its near-infrared reflectivity spectrum. — *Icarus*, 1978, v. 34, p. 28–45.
130. Мороз В.И. Новые наблюдения инфракрасного спектра Венеры (λ 1,2–3,8 μ). — *Астрон. ж.*, 1964, т. 41, с. 711 – 719.
131. Sinton W.M. — *Trans. of IAU*, 1962, p. 246.

132. Connes P., Connes J., Benedict W.S., Keplan L.D. Carbon monoxide in the Venus atmosphere. — *Astrophys. J.*, 1968, v. 152, p. 731—743.
133. Fink U., Lerson H.P., Kuiper G.P., Poppen R.F. Water vapor in the atmosphere of Venus. — *Icarus*, 1972, v. 17, p. 617—631.
134. Connes P., Connes J., Benedict W.S., Keplan L.D. Traces of HCl and HF in the atmosphere of Venus. — *Astrophys. J.*, 1967, v. 147, p. 1230—1237.
135. Kuiper G.P. — Identification of the Venus cloud layers. — *Comm. Lunar Planet. Lab.*, 1968/69, v. 6, p. 100, 229.
136. Traub W.A., Carleton N.P. A search for H₂O and O₂ on Venus. — In: *Exploration of planetary atmospheres*/Ed. Wozczyk A., C. Iwaniszewski. — Boston — Dordrecht: Reidel, 1974, p. 223.
137. Samuelson R.E., Hanel R.A., Hereth L.W., Kunde V.G., Meguire W.C. Venus cloud properties: Infrared opacity and mass mixing ratio. — *Icarus*, 1975, v. 25, p. 49—63.
138. Fjeldbo G., Kliore A., Eshleman V.R. The neutral atmosphere of Venus as studied by the Mariner 5 radio occultation experiment. — *Astron. J.*, 1971, v. 76, p. 123—140.
139. Reed R.A., Forrest W.J., Houck J.R., Pollack J.B. Venus: The 17 to 38 micron spectrum. — *Icarus*, 1978, v. 33, p. 554—557.
140. Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М., Калинкина О.М., Глечищева И.М. Химический состав атмосферы Венеры. — *Космич. исслед.*, 1970, т. 8, с. 378 — 387.
141. Мороз В.И., Парфентьев Н.А., Санько Н.Ф., Жегулев В.С., Засова Л.В., Устинов Е.А. Предварительные результаты узкополосного фотометрического зондирования облачного слоя Венеры в области спектра 0,8 — 0,87 мкм на спускаемых аппаратах "Венера-9" и "Венера-10". — *Космич. исслед.*, 1976, т. 14, с. 743 — 757.
142. Устинов Е.А., Мороз В.И. Попытка уточнения содержания H₂O в атмосфере Венеры по данным узкополосной фотометрии на "Венерах-9, 10". — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 127 — 133.
143. Устинов Е.А. Обратная задача теории многократного рассеяния и интерпретация измерений рассеянного излучения в облачном слое Венеры. — *Космич. исслед.*, 1977, т. 15, с. 768 — 775.
144. Экономов А.П., Головин Ю.М., Мошкин Б.Е. Оптические свойства облаков и подоблачной атмосферы по данным фотометрических измерений на спускаемых аппаратах АМС "Венера-9" и "Венера-10". — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 901 — 916.
145. Экономов А.П., Мошкин Б.Е., Головин Ю.М., Парфентьев Н.А., Санько Н.Ф. Спектрофотометрический эксперимент на спускаемых аппаратах "Венера-11" и "Венера-12": 1. Методика, результаты и предварительный анализ измерений. — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 714 — 726.
146. Мороз В.И., Парфентьев Н.А., Санько Н.Ф. Спектрофотометрический эксперимент на спускаемых аппаратах "Венера-11" и "Венера-12": 2. Анализ спектральных данных "Венеры-11" методом сложения слоев. — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 727 — 742.
147. Головин Ю.М., Мошкин Б.Е., Экономов А.П. Аэрозольная компонента атмосферы по результатам спектрофотометрических измерений на СА "Венера-11, 12". — *Космич. исслед.*, 1981, т. 19, с. 421 — 429.
148. Knollenberg R.G., Hunten D.M. The microphysics of the clouds of Venus: Results of the Pioneer Venus particle size spectrometer experiment. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8039—8058.
149. Санько Н.Ф. Газообразная сера в атмосфере Венеры. — *Космич. исслед.*, 1980, т. 18, с. 600 — 608.
150. Meyer B., Stoyer-Hansen T., Oomen T. The visible spectrum of S₂ and S₄. — *J. Molec. Spec.*, 1972, v. 42, p. 335—343.

151. Мороз В.И., Головин Н.М., Мошкин Б.Е., Экономов А.И. Спектрофотометрический эксперимент на спускаемых аппаратах "Венера-11" и "Венера-12": 3. Результаты фотометрических измерений. — Космич. исслед., 1981, т. 19, с. 599 — 612.
152. Краснополдский В.А., Паршев В.А. О химическом составе тропосферы и облачного слоя Венеры на основе измерений "Венеры-11", "12" и "Пионер-Венера". — Космич. исслед., 1979, т. 17, с. 763 — 771.
153. Истомина В.Г., Гречнев К.В., Кочнев В.А., Озеров Н.Н. Состав нижней атмосферы Венеры по данным масс-спектрометров. — Космич. исслед., 1979, т. 17, с. 703 — 707.
154. Istomin V.G., Grechnev K.V., Kochnev V.A. Mass-spectrometry of the Venus' lower atmosphere: Krypton isotopes and other recent results of processing the data of measurements on board the Vener 11, 12 spacecraft. — Preprint D-298, 1980, Space Res. Institute, Moscow.
155. Hoffman J.H., Hodges R.R., Donahue T.M., McElroy M.B. Composition of the Venus lower atmosphere from the Pioneer Venus mass spectrometer. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7882—7890.
- 155a. Donahue T.M., Hoffman J.H., Hodges R.R. Krypton and xenon in the atmosphere of Venus. Geophys. Res. Lett., 1981, v.8, p. 513 — 516.
156. Гельман Б.Г., Золотухин В.Г., Ламонов Н.И. и др. Анализ химического состава атмосферы Венеры на АМС "Венера-12" газовым хроматографом. — Космич. исслед., 1979, т. 17, с. 708 — 713.
157. Oyama V.I., Carle G.C., Woeller F., Pollack J.B., Reynolds R.T., Craig R.A. Pioneer Venus gas chromatography of the lower atmosphere of Venus. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 7891—7902.
158. Маров Н.Я., Лиснев В.Е., Лебедев В.Н. Структура и микрофизические свойства облаков Венеры. — Препринт ИГиН АН СССР № 144, 1978.
159. Tomasko M.G., Dose L.R., Smith P.H., Odell A.P. Measurements of the flux of sunlight in the atmosphere of Venus. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 8167—8186.
160. Ragert B., Blamont J. The structure of the clouds of Venus: Results of the Pioneer Venus nephelometer experiment. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 8089—8106.
161. Suomi V.E., Smorovsky L.A., Revercomb H.E. Net radiation in the atmosphere of Venus: Measurements and interpretation. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 8200—8218.
162. O'Leary B. Venus: Vertical structure of stratospheric hazes from Mariner 10 pictures. — J. Atm. Sci., 1975, v. 32, p. 1091—1100.
163. Краснополдский В.А. "Венера-9, 10": Спектроскопия рассеянного излучения в надоблачной атмосфере. — Космич. исслед., 1980, т. 18, с. 899—906; Препринт ИГиН АН СССР № 523, 1979.
164. Kawabata K., Coffeen D.L., Hansen J.E., Lane W.A., Sato M., Travis L.D. Cloud and haze properties from Pioneer Venus polarimetry. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 8129—8140.
165. Barker E.S. Detection of SO₂ in the UV spectrum of Venus. — Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, p. 117—120.
166. Stewart A.I., Anderson D.E., Esposito L.W., Barth C.A. Ultraviolet spectroscopy of Venus: Initial results from the Pioneer Venus orbiter. — Science, 1979, v. 203, p. 777 — 779.
167. Esposito L.W., Winick J.R., Stewart A.I. Sulfur dioxide in the Venus atmosphere: Distribution and implications. — Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, p. 601—604.
168. Esposito L.W. Ultraviolet contrasts and the absorbers near the Venus cloud tops. — Journal Geophysical Research., 1980, v. 85, p. 8151 — 8157.
169. Conway R.R., McCoy R.P., Barth C.A., Lane A.L. IUE detection of sulfur dioxide in the atmosphere of Venus. — Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, p. 629—631.
170. Zasova L.V., Krasnopolsky V.A., Moroz V.I. Vertical distribution of SO₂ in upper cloud layer of Venus and origin of UV absorption. — Adv. Space Res., 1981, v. 1, p. 13—16.

171. Warneck P., Marmo F.F., Sullivan J.O. Ultraviolet absorption of SO_2 : Dissociation energies of SO_2 and SO . — *J. Chem. Phys.*, 1964, v. 40, p. 1132.
172. Pollack J.B. et al. Nature of the ultraviolet absorber in the Venus clouds: Interferences based on Pioneer Venus data. — *Science*, 1979, v. 205, p. 76–79.
173. Pollack J.B., Toon O.B., Whitten R.C., Boese R., Ragert B., Tomascko M., Esposito L., Travis L., Wiedman D. Distribution and source of the UV absorption in Venus atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8141–8150.
174. Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Гурьянов В.И. и др. Исследования аэрозоля облачного слоя Венеры на АМС "Венера-12" (предварительные данные). — *Геохимия*, 1981, с. 3–9.
175. Петрянов И.В., Андрейчиков Б.М., Корчуганов Б.Н. и др. Применение фильтра ФП для исследования аэрозоля облаков Венеры. — *ДАН СССР*, 1981, т. 256, с. 57–59.
176. Справочник химика. — М.; Л.: Химия, 1964.
177. Hoffman J.H., Oyama V.I., Zahn U. von. Measurements of the Venus lower atmosphere composition: A comparison of results. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7871–7881.
178. Niemann H.B., Kasprzak W.T., Hedin A.E., Hunten D.M., Spencer N.W. Mass-spectrometric measurements of the neutral gas composition of the thermosphere and exosphere of Venus. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7817–7828.
179. Keating G.M., Nicholson J.Y., Lake L.R. Venus upper atmosphere structure. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7941–7956.
180. Zahn U. von, Fricke K.H., Hunten D.M., Krankowsky D., Mauersberger K., Nier A.O. The upper atmosphere of Venus during morning conditions. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7829–7840.
181. Краснопольский В.А., Крысько А.А., Рогачев В.Н., Паршев В.А. Спектроскопия свечения ночного неба Венеры на АМС "Венера-9" и "Венера-10". — *Космич. исслед.*, 1976, т. 14, с. 789–795.
182. Краснопольский В.А., Томашова Г.В. Вариации ночного свечения Венеры. — *Космич. исслед.*, 1980, т. 18, с. 766–774.
183. Krasnopolsky V.A. Excitation of oxygen emissions in the night airglow of the terrestrial planets. — *Planet. Space Sci.*
184. Lawrence G.M., Barth C.A., Argabright V. Excitation of the Venus night airglow. — *Science*, 1977, v. 195, p. 573.
185. Slanger T.G. Generation of $\text{O}(^1\Sigma_u, ^3\Sigma_u, ^3\Sigma_g)$ from oxygen atom recombination. — *J. Chem. Phys.*, 1978, v. 69, p. 4779.
186. Slanger T.G., Black G. The $\text{O}_2(^3\Sigma_u - ^1\Delta_g)$ bands in the nightglow spectrum of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, p. 947–948.
187. Kenner R.D., Ogryzlo E.A., Turby S. On the excitation of the night airglow on Earth, Venus and Mars. — *J. Photochem.*, 1979, v. 10, p. 199.
188. Изаков М.Н., Морозов С.К. Структура и динамика термосферы Венеры. — *Космич. исслед.*, 1975, т. 13, с. 404.
189. Dickinson R.E., Ridley E.C. Venus mesosphere and thermosphere temperature structure: II. Day-night variations. — *Icarus*, 1977, v. 30, p. 162.
190. Connes P., Noxon J.F., Traub W.A., Carleton N.P. $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ emission in the day and night airglow of Venus. — *Astrophys. J.*, 1979, v. 233, L29.
191. Stewart A.J., Barth C.A. Ultraviolet night airglow of Venus. — *Science*, 1979, v. 205, p. 59–61.
192. Stewart A.J., Gerard J.C., Rush D.W., Bougher S.W. Morphology of the Venus ultraviolet night airglow. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7861–7870.
- 192a. Gerard J.C., Stewart A.J.F., Bougher S.W. The altitude distribution of the Venus ultraviolet nightglow and implications on vertical transport. — *Geophys. Res. Lett.*, 1981, v. 8, p. 633–636.
193. Feldman P.D., Moos H.W., Clark J.T., Lane A.L. Identification of the UV nightglow from Venus. — *Nature*, 1979, v. 279, p. 221.
194. Kurt V.G., Dostovalov S.B., Sheffer E.K. The Venus far UV observations with Venera 4. — *J. Atm. Sci.*, 1968, v. 25, p. 668–671.

193. Barth C.A. Interpretation of the Mariner 5 Lyman- α measurements. — *J. Atm. Sci.*, 1968, v. 25, p. 564.
196. Anderson D.E. The Mariner 5 ultraviolet photometer experiment: Analysis of hydrogen Lyman alpha data. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 1213–1216.
197. Bertaux J.L., Blamont J., Marcelin M., Kurt V.G., Romanova N.N., Smirnov A.S. Lyman alpha observations of Venera 9 and 10: I. The non-thermal hydrogen population in the exosphere of Venus. — *Planet. Space Sci.*, 1978, v. 26, p. 817–832.
198. Bertaux J.L., Blamont J.E., Lepine V.M., Kurt V.G., Romanova N.N., Smirnov A.S. Venera 11 and Venera 12 observations of e.u.v. emissions from the upper atmosphere of Venus. — *Planet. Space Sci.*, 1981, v. 29, p. 149–166.
199. Takacs P.Z., Broadfoot A.L., Smith G.R., Kumar S. Mariner 10 observation of hydrogen Lyman alpha emission from the Venus exosphere: Evidence of the complex structure. — *Planet. Space Sci.*, 1980, v. 28, p. 687–702.
200. Rottman S.J., Moos H.W. The ultraviolet (1200–1900 Å) spectrum of Venus. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 8033–8048.
201. Durrance S.T., Barth C.A., Stewart A.I. Pioneer Venus observations of the Venus dayglow spectrum 1250–1430 Å. — *Geophys. Res. Lett.*, 1980, v. 7, p. 222–224.
- 201a. Nagy A.F., Cravens T.E., Yee J. — H., Stewart A.I.F. Hot oxygen atoms in the upper atmosphere of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1981, v. 8, p. 629–632.
202. Broadfoot A.L., Kumar S., Belton M.J.S., McElroy M.B. Ultraviolet observations of Venus from Mariner 10: Preliminary results. — *Science*, 1974, v. 183, p. 1315.
203. Kumar S., Broadfoot A.L. He 584 Å airglow emission from Venus: Mariner 10 observations. — *Geophys. Res. Lett.*, 1975, v. 2, p. 357.
204. Vinogradov A.P., Surkov Yu., Kirnozov F.F. The content of uranium, thorium and potassium in the rocks of Venus as measured by Venera 8. — *Icarus*, 1973, v. 20, p. 253.
205. Fieldbo G., Eshleman V.R. Atmosphere of Venus as studied with Mariner 5 dual radio-frequency occultation experiment. — *Radio Sci.*, 1969, v. 4, p. 879–897.
206. Fieldbo G., Seidel B., Sweetnam D., Howard T. The Mariner 10 radio occultation measurements of the ionosphere of Venus. — *J. Atm. Sci.*, 1975, v. 32, p. 1232–1236.
207. Ivanov-Kholodny G.S., Kolosov M.A., Savich N.A. et al. Daytime ionosphere of Venus as studied with Veneras 9 and 10 dual frequency radio occultation experiments. — *Icarus*, 1979, v. 39, p. 209–213.
208. Александров Ю.Н., Васильев М.Б., Вышков А.С. и др. Ночная ионосфера Венеры по результатам двухчастотного радиопросвечивания при помощи спутников "Венера-9, 10". — *Космич. исслед.*, 1976, т. 14, с. 624–626.
209. Иванов-Холодный Г.С., Колосов М.А., Савич Н.А. и др. Ионосфера Венеры по данным спутников "Венера-9, 10" и некоторые особенности ее формирования. — *УФН*, 1977, т. 123, с. 694–696.
210. Gringauz K.I., Verigin M.I., Breus T.K., Gombosi T. The interaction of electrons in the optical umbra of Venus with the planetary atmosphere — the origin of the nightside ionosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 2123.
211. Krasnopolsky V.A. Nightside ionosphere of Venus. — *Planet. Space Sci.*, 1979, v. 27, p. 1402.
212. Butler D.M., Chamberlain J.W. Venus' nightside ionosphere: Its origin and maintenance. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 4757.
213. Gringauz K.I., Breus T.K. Some characteristic features of ionospheres of near Earth planets. — *Encyclopedia of Physics*, v. XLIX/5, 1976, p. 351–381.
214. Breus T.K. Venus: Review of present understanding of solar wind interaction. — *Space Sci. Rev.*, 1979, v. 23, p. 253–276.
215. Taylor H.A., Brinton H.C., Bauer S.J., Hartle R.E. Global observations of the composition and dynamics of the ionosphere of Venus, implications for the solar wind interaction. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7765–7777.
216. Kliore A.J., Patel I.R., Nagy A.F., Cravens T.E., Gombosi T.I. Initial observations of the nightside ionosphere of Venus from Pioneer Venus orbiter radio occultations. — *Science*, 1979, v. 205, p. 99–102.
217. Kundsen W.C., Spennar K., Whitten R.C., Spreiter J.R., Miller K.L., Novak V. Thermal structure and energy influx to the day and nightside Venus ionosphere. — *Science*, 1979, v. 205, p. 105–107.

218. Thais R.F., Braca L.H., Mayr H.G. Empirical models of the electron temperature and density in the Venus ionosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7787–7794.
219. Intrilligator D.S., Collard H.R., Mihalov J.D., Whitten R.C., Wölfe J.H. Electron observations and ion flows from the Pioneer Venus orbiter plasma analyzer experiment. — *Science*, 1979, v. 205, p. 116–119.
220. Маров М.Я., Рябов О.Л. Модель атмосферы Венеры. — Препринт ИГиМ АН СССР № 39. — М., 1972.
221. Авдеевский В.С., Бородин Н.Ф., Васильев В.Н. и др. Анализ результатов измерения параметров атмосферы Венеры в местах посадки АМС "Венера-11" и "Венера-12". — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 655 – 660.
222. Saiff A., Kirk D.B., Young R.E., Blanchard R.C., Findlay J.T., Kalby G.M., Sommar S.C. Measurements of thermal structure and thermal contrasts in the atmosphere of Venus and related dynamical observations: Results from the four Pioneer Venus probes. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7903–7933.
223. Колосов М.А., Яковлев О.И., Матюгов С.С., Тимофеев Т.С., Чуб Е.В., Яковлева Г.Д. Дневная атмосфера Венеры по результатам радиопросвечивания при помощи спутников "Венера-9" и "Венера-10". — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 278.
224. Яковлев О.И., Ефимов А.И., Матюгов С.С., Тимофеева Т.С., Чуб Е.В., Яковлева Г.Д. Ночная атмосфера Венеры по результатам радиопросвечивания с помощью спутников "Венера-9" и "Венера-10". — *Космич. исслед.*, 1978, т. 16, с. 113.
225. Taylor F.W., Baer R., Chahina M.T. et al. Structure and meteorology of the middle atmosphere of Venus: Infrared remote sensing from the Pioneer orbiter. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7963–8006.
226. McElroy M.B. Structure of the Venus and Mars atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, p. 29–41.
227. Bauer S.J., Donahue T.M., Hartle R.E., Taylor H.A. Venus ionosphere: Photochemical and thermal diffusion control of ion composition. — *Science*, 1979, v. 205, p. 109–112.
228. Hunter D.M. Vertical transport in atmospheres. — In: *Atmospheres of Earth and the Planets*/Eds. B.M. McCormac, D. Reidel, 1975, p. 59–72.
229. Кержанович В.В., Макаров Ю.Ф., Маров М.Я. и др. Оценки скорости ветра и турбулентности в атмосфере Венеры на основе взаимных доплеровских измерений на АМС "Венера-11" и "Венера-12". — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 690 – 696.
230. Schubert G., Soave C., DelGaudio A. et al. Structure and circulation of the Venus atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8007–8025.
231. Counselman C.C. III, Gouravitch S.A., King R.W., Lioriot G.B., Cinsberg E.S. Zonal and meridional circulation of the lower atmosphere of Venus determined by radio interferometry. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8026–8030.
232. Ксанфомалити Л.В. Молнии в облачном слое Венеры. — *Космич. исслед.*, 1979, т. 17, с. 747 – 762.
233. Scarf F.L., Taylor W.W.L., Russell C.T., Braca L.H. Lightning in Venus: Orbital detection of whistler signals. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8158–8166.
234. Краснополский В.А. О молниях на Венере по данным измерений на спутниках "Венера-9, 10". — *Космич. исслед.*, 1980, т. 18, с. 429 – 434.
- 234a. Borucki W.J., Dyar J.W., Thomas G.Z., Jordan J.C., Comstock D.A. Optical search for lightning on Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1981, v. 8, p. 233 – 236.
235. Nagy A.F., Cravans T.E., Smith S.G., Taylor H.A., Brinton H.C. Model calculations of the dayside ionosphere of Venus: Ionic composition. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7795–7802.
236. Изаков М.Н., Красикий О.П., Павлов А.В. Модель ионного состава дневной ионосферы Венеры. — *Космич. исслед.*, 1981, т. 19.
237. Rusch D.W., Cravans T.E. A model of the neutral and ion nitrogen chemistry in the daytime thermosphere of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 791.

238. Brinton H.C., Taylor H.A., Niemann H.B., Mayr H.G., Nagy A.F., Cravens T.E., Strobel D.F. Venus night time Hydrogen buldge. — *Geophys. Res. Lett.*, 1980, v. 7, p. 865–868.
239. Torr M.R., Torr D.G., Ong R.A., Hinteregger H.E. Ionization frequencies for major thermospheric constituents as a function of solar cycle 21. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 771.
240. Schunk R.W., Nagy A.F. Ionospheres of the terrestrial planets. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1980, v. 18, p. 813–852.
- 240a. Fox J.L., Victor G.A. O⁺ in the Venusian ionosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 2438–2442.
241. Mayr H.G., Harris I., Hartle R.E., Hoegy W.R. Diffusion model for the upper atmosphere of Venus. — *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, p. 4411.
242. Hartle R.E., Mayr H.G., Bauer S.J. Global circulation and distribution of hydrogen in the thermosphere of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, p. 719.
243. Kumar S., Hunten D.M., Broadfoot A.L. Non-thermal hydrogen Planet. — *Space Sci.*, 1978, v. 26, p. 1063–1076.
244. Mayr H.G., Harris I., Niemann H.B. et al. Dynamic properties of the thermosphere inferred from Pioneer Venus mass spectrometer measurements. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7841–7848.
245. Kumar S., Hunten D.M. Venus: An ionospheric model with an exospheric temperature of 350 K. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 2529.
246. Sze N.D., McElroy M.B. Some problems in Venus aeronomy. — *Planet. Space Sci.*, 1975, v. 23, p. 763.
247. Liu S.C., Donahue T.M. The aeronomy of the upper atmosphere of Venus. — *Icarus*, 1975, v. 24, p. 148.
- 247a. Kumar S., Hunten D.H., Taylor H.A. H₂ abundance in the atmosphere of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1981, v. 8, 237–240.
248. Knudsen W.C., Spenner K., Miller K.L., Novak V. Transport of ionospheric O⁺ ions across the Venus terminator and implications. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7803–7810.
249. Brace L.H., Theis R.F., Niemann H.B., Mayr H.G., Hoegy W.R., Nagy A.F. Empirical models of the electron temperature and density in the rightside Venus ionosphere. — *Science*, 1979, v. 205, p. 102–105.
250. Chameides W.L., Walker J.C.G., Nagy A.F. Possible chemical impact of planetary lighting in the atmospheres of Venus and Mars. — *Nature*, 1979, v. 280, p. 820–822.
251. Bar-Nun A. Production of nitrogen and carbon species by thunderstorms on Venus. — *Icarus*, 1980, v. 42, p. 338–342.
252. Levine J.S., Hughes R.E., Chameides W.L., Howell W.E. N₂O and CO production by electric discharge: Atmospheric implications. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 557–559.
253. Uman M.A. Lightning. — New York: McGraw-Hill, 1969.
254. Chalmers J.A. Atmospheric electricity. — London: Pergamon Press, 1967.
255. Watson A.J., Donahue T.M., Stedman D.H., Knollenberg R.G., Ragent B., Blamont J. Oxides of nitrogen and the clouds of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 743–746.
256. Prinn R.G. Venus: Chemistry of the lower atmosphere prior to the Pioneer Venus mission. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, p. 973–976.
257. Prinn R.G. On the possible roles of gaseous sulfur and sulfanes in the atmosphere of Venus. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 807–810.
258. Bauer S.H., Jeffers P., Lifshitz A., Yavada B. Reaction between CO and SO₂ at elevated temperatures: A shock-tube investigation. — *Symp. Int. Combust.*, 1971, v. 13, p. 417–425.
259. Krasnopolsky V.A., Parshev V.A. Chemical composition of the atmosphere of Venus. — *Nature*, 1981, v. 282, p. 610–613.
260. Krasnopolsky V.A., Parshev V.A. Initial data of calculations of chemical composition of the Venus atmosphere down to 50 km. — Preprint, Space Res. Institute, Moscow No. 590, 1980.
261. Краснополюский В.А., Паршев В.А. Фотохимия атмосферы Венеры на высотах более 50 км: I. Исходные данные расчета. — Космич. исслед., 1981, т. 19, с. 87–103.
262. Krasnopolsky V.A., Parshev V.A. Photochemistry of the Venus atmosphere down to 50 km: Results of calculations. — Preprint Space Res. Institute, Moscow, No 591, 1980.

263. Краснополюский В.А., Паршев В.А. Фотохимия атмосферы Венеры на высотах более 50 км: II. Результаты расчета. — *Космич. исслед.*, 1981, т. 19, с. 261 — 278.
264. Prinn R.G. Venus: Composition and structure of the visible clouds. — *Science*, 1973, v. 182, p. 1132.
265. Prinn R.G. Venus: Chemical and dynamical processes in the stratosphere and mesosphere. — *J. Atmos. Sci.*, 1975, v. 32, p. 1237.
266. Wofsy S.C., Sze N.D. Venus cloud models. — In: *Atmospheres of Earth and planets*/Ed. McCormac B.M. — Dordrecht — Boston: Dordrecht Reidel, 1975, p. 369.
267. Lewis J.S. Venus: Atmospheric and lithospheric composition. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 10, p. 73.
268. Florensky C.P., Volkov V.P., Nikolaeva O.V. A geochemical model of the Venus troposphere. — *Icarus*, 1978, v. 33, p. 537.
269. Кондратьев В.Н. Константы скорости газозафазных реакций. — М.: Наука, 1971.
270. Hampson R.F., Garvin D. Reaction rate and photochemical data for atmospheric chemistry. — Spec. Publ. 513, Nat. Bur. of Stand Washington, 1978.
271. Tully J.C. Reactions of O(¹D) with atmospheric molecules. — *J. Chem. Phys.*, 1975, v. 62, p. 1893.
272. Evans W.F., Hunten D., Llewellyn E.J., Vallance Jones A. Altitude profile of the infrared atmospheric system of oxygen in the dayglow. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 2885.
273. Strickler S.J., Vikesland J.P., Bier H.D. ³B₁ — ¹A₁ transition of SO₂ gas: II. Radiative lifetime and radiationless processes. — *J. Chem. Phys.*, 1974, v. 60, p. 664.
274. Rao T.N., Collier S.S., Calvert J.G. Primary photophysical processes in the photochemistry of sulfur dioxide. — *J. Amer. Chem. Soc.*, 1969, v. 91, p. 1609.
275. Rao T.N., Collier S.S., Calvert J.G. The quenching reactions of the first excited singlet and triplet states of sulfur dioxide with oxygen and carbon dioxide. — *J. Amer. Chem. Soc.*, 1969, v. 91, p. 1616.
276. Jackson G.E., Calvert J.G. The triplet sulfur dioxide-carbon monoxide reaction excited within the SO₂(¹A₁) — SO₂(³B₁) forbidden band. — *J. Amer. Chem. Soc.*, 1971, v. 93, p. 2593.
277. Макарова Е.А., Харитонов А.В. Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная. — М.: Наука, 1972.
278. Broadfoot A.L. The solar spectrum 2100—3200 Å. — *Astrophys. J.*, 1972, v. 173, p. 681.
279. Higgins J.E. The Solar EUV flux between 230 and 1220 Å on November 9. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 1301.
280. Griggs N. Absorption coefficients of ozone in the ultraviolet and visible regions. — *J. Chem. Phys.*, 1968, v. 49, p. 857.
281. Romand J., Vodar B. Spectra d'absorption de l'acide chlorhydrique que gaze aux dans la region le Schumann. — *Compt. rend. Acad. Sci. Paris*, 1948, v. 226, p. 238.
282. Rohatgi N.K., More W.B. de. Ultraviolet absorption cross sections of hydrogen peroxide. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, v. 5, p. 113.
283. Seery D.J., Britton D. The continuous absorption spectra of chlorine, bromine, bromine chloride, iodine chloride and iodine bromide. — *J. Phys. Chem.*, 1964, v. 68, p. 2263.
284. Vikesland J.P., Strickler S.J. ³B₁ — ¹A₁ transition of SO₂ gas: I. Franck — Condon treatment and transition moments. — *J. Chem. Phys.*, 1974, v. 60, p. 660.
285. Okabe H. Fluorescence and predissociation of sulfur dioxide. — *J. Amer. Chem. Soc.*, 1971, v. 93, p. 7095.
286. Mills K.C. Thermodynamic data for inorganic sulphides, selenides and tellurides. — London: Butterworths, 1974.
287. Baulch D.L., Drysdale D.D., Duxbury J., Grant S. Evaluated kinetic data for high temperature reactions. — London; Boston, 1976.
288. Куликов Ю.Н. Численное моделирование химической кинетики в планетной атмосфере. — Препринт № 815 ИПМ АН СССР. — М., 1976.
289. Turco R.P., Whitten R.C. A comparison of several computational techniques for solving some common aeronomic problems. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 3179.

290. Shimazaki T., Ogawa T. A theoretical model of minor constituent distributions in the stratosphere including variation. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 3411.
291. Паршев В.А. Модификация метода потоковой прогонки применительно к задачам химии планетных атмосфер. — Препринт № 387 ИКИ АН СССР. — М., 1978.
292. Cravens T.E., Nagy A.F., Brace L.H. et al. The energetics of the ionosphere of Venus: A preliminary model based on Pioneer Venus observations. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, p. 341.
293. Moos H.W. An upper limit on H_2 ultraviolet emissions from the martian exosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 2887.
294. Young A.T. An improved Venus cloud model. — *Icarus*, 1977, v. 32, p. 1.
295. Hapke B., Nelson R. Evidence for an elemental sulphur component of the clouds from Venus spectrophotometry. — *J. Atmos. Sci.*, 1975, v. 32, p. 1212.
296. Zips E.C. The dissociative recombination of O_2^+ ions into specifically identified final atomic states. — *Bull. Amer. Phys. Soc.*, 1970, v. 15, p. 418.
297. Bauich D.L., Cox R.A., Hampson R.F., Kerr J.A., Troe J., Watson R.T. Kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry. — *J. Phys. Chem. Ref. Data* 1980, v. 9, p. 295.
298. Winick J.R., Stewart A.I. Photochemistry of SO_2 in Venus' upper cloud layers. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 7849–7860.

Владимир Анатольевич Краснопольский
ФОТОХИМИЯ АТМОСФЕР МАРСА И ВЕНЕРЫ

М., 1982 г., 296 стр. с илл.

Редактор М.М. Дагаев

Техн. редакторы Н.В. Семенчикская, С.В. Геворкян

Корректор Т.В. Обод

ИБ № 12093

Подписано к печати 10.08.82. Т-16705

Формат 60х90/16. Бумага офсетная № 1.

Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 19,22.

Тираж 1100 экз. Тип. зак.

Цена книги 3 р. 10 к.

Издательство "Наука"

Главная редакция

физико-математической литературы

117071, Москва, В-71, Ленинский проспект, 15

4-я типография издательства "Наука"

630077, Новосибирск, 77, ул. Станиславского, 25

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
117071, Москва, В-71, Ленинский проспект, 15

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ В 1983 ГОДУ:

Губанов В.С., Фиикельштейн А.М., Фридман П.А. Введение в радиоастрономию

Гурзадян Г.А. Звездные хромосферы или дублет 2800 в астрофизике

Никитин А.А., Рудзикас З.Б. Основы теории спектров атомов и ионов.

Своевременно заказывайте нужные Вам книги в магазинах Книготорга и Академкинги!





3

THE
NEW
EDITION
OF
THE
HISTORY
OF
THE
CITY
OF
LONDON
FROM
THE
FIFTH
CENTURY
TO
THE
PRESENT
TIME
BY
JOHN
STOW
ESQ.
OF
THE
MIDDLE
TEMPLE
ESQ.
AND
JOHN
WALTON
ESQ.
OF
THE
MIDDLE
TEMPLE
ESQ.
LONDON
PRINTED
BY
J. STONE
AT
THE
PRINTING
HOUSE
IN
ST. MARTIN'S
LANE
1709